GEOSITURI ŞI GEOPEISAJE

Editura Universităţii din Oradea, 2009



CUPRINS

1. INTRODUCERE

În ultimul timp există o preocupare deosebită a geologilor şi geomorfologilor de a înscrie în patrimoniul unui teritoriu elemente şi procese geomorfologice, ceea ce a condus la o nouă direcţie în cercetarea reliefului şi a relaţiei acestuia cu alte discipline (istoria, arheologia, cultura, arta, arhitectura etc). În acest context, relieful poate constitui singur o componentă a patrimoniului cultural sau ştinţific al unui teritoriu cu aceleaşi valenţe ca şi monumentele istorice sau operele de artă. Nu trebuie neglijat faptul că relieful constituie suportul material al unei exprimări culturale, spirituale, arhitecturale etc. El este în acest fel „soclul" pe care se înalţă un monument cultural sau spiritual. De aceea, relieful nu trebuie privit numai prin valoarea sa intrinsecă (a unor forme deosebite), ci şi ca parte componentă a unui alt tip de sit. Prin particularităţile sale, relieful pune în valoare sau chiar poate amplifica valenţele unui sit istoric, cultural, spiritual etc. Uneori, chiar şi formele de relief mai puţin spectaculoase pot fi componente ale unor situri istorice sau culturale, cum ar fi locuinţele şi lăcaşurile de cult dăltuite în versanţii unei văi sau poziţionarea unei cetăţi în pedunculul unui meandru (cetăţile lui Ramses al II-lea de pe Valea Nilului).

Panizza M. şi Piacente S. (2000) arată că primul pas în cunoaşterea patrimoniului unui teritoriu este teritoriul însuşi cu structura geologică, relieful, apoi trebuie urmată analiza intervenţiei antropice asupra elementelor naturale şi treptat se va ajunge la înţelegerea componentelor arheologice şi istorice.

Geomorfologie – geomorfologie culturală

Geomorfologia este ştiinţa care interpretează unele aspecte fizice ale peisajului, având ca obiective studiul şi explicarea formelor de la suprafaţa scoarţei terestre precum şi cauzele care le-au generat, le-au modificat şi le-au reglat evoluţia în trecut şi în viitor (*Panizza M., Piacente S.*, 2003).

Relaţia geomorfologiei cu elementele culturale ale unui teritoriu poate fi privită din două perspective:

-relieful ca o componentă a patrimoniului cultural (în sens larg), la fel operelor de artă, monumentelor istorice, arhitectonice etc;

-în raport cu alte elemente culturale (în sens strict), în contextul geomorfologic în care sunt inserate.

Interesul pentru studierea relaţiei geomorfologiei cu elementele culturale a condus la o nouă direcţie în cercetarea reliefului, geomorfologia

culturală, definită de *Panizza M.* şi *Piacente S.* (2003), ca disciplina care studiază componenta geomorfologică a unui teritoriu, fie ca element al culturii unui peisaj, fie ca interacţiune cu alte situri culturale de tip istoric, arheologic, arhitectonic, artistic etc.

Considerăm că pentru înţelegerea rolului pe care-l are relieful în contextul mai larg al unui patrimoniu local sau regional trebuiesc cunoscute procesele şi fenomenele care conduc la apariţia unor forme deosebite. În acest context geositurile nu sunt altceva decât forme de relief cu un aspect deosebit care singure sau în colaborare cu alte elemente bioecologice şi antropice pot fi obiecte de patrimoniu. Din punct de vedere ştiinţific, geositurile sunt expresia cea mai clară a proceselor geomorfologice, a relaţiilor existente între numeroşii factori care concură la formarea lor.

Geomorfologia prezintă numeroase atuuri pentru vulgarizarea (popularizarea) ştiinţifică a geositurilor, aceasta datorându-se vizualităţii nemijlocită a reliefului (*J.P. Pralong*, 2003).

Sit, loc, geosit, relief

Termenul se *sit*, din limba engleză, înseamnă *loc*, pe care I. Mac (2000) îl defineşte ca *„o porţiune de teritoriu (spaţiu) de o anumită mărime şi o anumită formă care are un conţinut material, energetic şi informaţional”*.

Pentru *D. Petrea* (2005) *locul* este *„o porţiune de teritoriu purtătoare de semnificaţie.”* În continuare, autorul citat precizează că *„locul este materializarea teritorială a fiecărui fenomen în parte, simplu sau complex, dar unic şi irepetabil, împreună cu reprezentările mentale, lingvistice, grafice etc, elaborate de oameni prin perceperea şi analiza semnificaţiilor, respectiv prin definirea, localizarea şi atribuirea unei denumiri respectivului fenomen.”*

Un loc poate avea o singură semnificaţie, în cazul nostru legată de relief (ex. Cheile Bicazului, Groapa Ruginoasă, Babele etc); însă de multe ori un loc asociază mai multe semnificaţii, rezultat al conlucrării mai multor factori care-i conferă acelui loc un atribut aparte. Astfel, pot fi locuri în definirea cărora se asociază elemente de ordin cultural, spiritual, istoric, arheologic, arhitectonic, turistic, instructiv-educativ etc.

Din cele de mai sus se poate observa faptul că apropierea dintre cei doi termeni – loc şi sit – este atât de mare încât ei pot să se înlocuiască.

Mac I. (2000) face distincţie între *loc* şi *sit*, considerând situl ca *„aria în jurul căreia s-a grefat modelul structural şi funcţional iniţial.”* După autorul citat, situl se referă la caracteristicile fizice şi culturale şi la atributele locului însuşi. După acelaşi autor atributele unui loc (sit) sunt:

-aşezarea (localizarea absolută sau matematică şi cea relativă);
-mărimea (mic, mare, extins);
-conţinut geografic;
-arealul;
-o anumită structură spaţială;
-este schimbător în timp, spaţiu, conţinut şi funcţii.

Quaranta G. (1993), *Panizza M., Piacente S.* (2003), *Reynard E.* (2003), definesc *geositurile* ca forme de relief sau/şi procese geomorfologice care reprezintă o valoare ştiinţifică culturală sau socio-umană datorită percepţiei umane.

Panizza M. (2003) arată că prin caracteristicile scenice, geositurile pot fi privite prin trei prisme: enviromental, istoric şi cultural-filozofic.

Sub aspect enviromental, procesele geomorfologice pot fi generatoare de situri dar pot constitui şi riscuri, contribuind la degradarea unor geosituri sau/şi a unor situri complexe, ceea ce necesită intervenţia omului pentru protejarea acestora.

Istoric, geositurile trebuiesc interpretate conform conceptelor de continuitate şi integrare între starea actuală şi procesele din timp istoric, preistoric, geoistoric.

Aspectul filozofico-cultural se referă la dialogul şi integrarea culturală între disciplinele umaniste şi cele ştinţifice (ex. raportul dintre exigenţele sociale şi condiţiile geomorfologice pentru constituirea unui geosit). Este vorba de o unitate culturală a tuturor ştiinţelor.

Prin *relief* se înţelege ansamblul formelor suprafeţei terestre, pozitive şi negative, subaeriene şi subacvatice. El constituie interfaţa dintre cele două mari subsisteme ale pământului: subsistemul intern şi subsistemul extern, a căror acţiune este antagonică şi complementară.

Geositul, ca *formă de relief,* reprezintă aspectele particulare ale reliefului, condiţionată de procesele morfogenetice şi de substratul geologic. Formele de relief se deosebesc între ele nu numai prin geneză ci şi prin fizionomie şi dimensiuni.

Sub aspect fizionomic, forma de relief este o configuraţie relativ stabilă, precizată de linii (curbe, rectilinii sau geometric variabile) şi puncte, care circumscriu un număr variabil de suprafeţe diferite ca geometrie, extensiune, geneză şi dispunere şi care încorporează o anumită încărcătură de substanţă, energie şi informaţie (*Josan N., Petrea D., Petrea Rodica,* 1996).

Din punct de vedere genetic, forma de relief exprimă răspunsul scoarţei terestre la solicitările impuse de consumul, transferul sau acumularea substanţei, energiei şi informaţiei din interiorul la exteriorul pământului. Forma de relief implică compoziţia şi structura masei de material în care a fost modelată precum şi procesele care au generat-o.

Între forma de relief şi procesele morfogenetice există un proces de reversibilitate specifică: procesele alterează forma şi substratul, iar acestea, la rândul lor, datorită modificărilor survenite, generează schimbări în natura şi intensitatea proceselor (*Petrea D.,* 2005).

Forma de relief, ca oricare sistem cibernetic, se caracterizează prin autoorganizare, respectiv, are capacitatea de a-şi susţine propria evoluţie, astfel odată formată, ea devine factor activ al morfodinamicii, generând noi forme de relief (*I. Mac,* 1986). Se desprinde ideea că o formă de relief se află într-o permanentă schimbare, ea reprezentând relaţiile existente – într-un anumit loc şi la un moment dat – între toţi factorii care participă la geneza ei.

2. ROLUL AGENȚILOR ŞI PROCESELOR INTERNE ÎN FORMAREA GEOSITURILOR

2.1. STRUCTURA INTERNĂ A PĂMÂNTULUI

Modelul actual al interiorului Pământului este realizat pe baza diverselor manifestări telurice (vulcanism, cutremure) şi concretizat prin diferenţieri pe verticală ale modului de propagare a undelor seismice, a căldurii, a electricității etc.

Scoarța terestră are un caracter plastic la scară planetară (dar rigidă la scară redusă) şi este supusă fie unor mişcări foarte lente (mişcările oscilatorii-epirogenetice, mişcările orogenice: de deformare, cutare, fracturare care duc la producerea unor deformări lente) sau la mişcări bruşte, generatoare de seisme (cutremure).

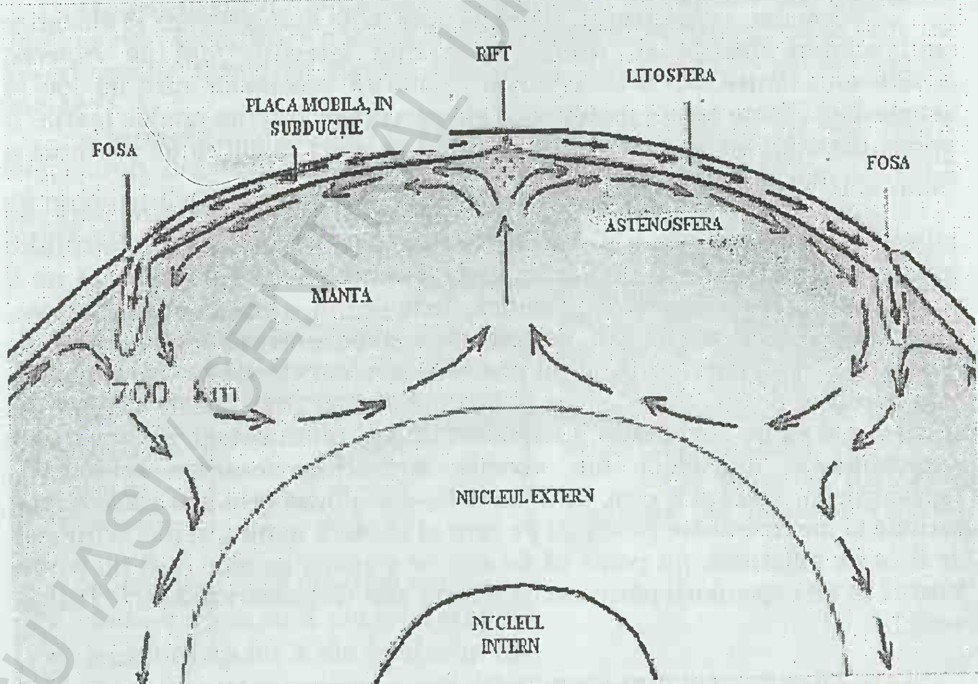


Figura 1. Curenţi de convecţie *(dupa Accordi B., 1997, p.194, cu modificări)*

Mantaua (Mezosfera): este a doua geosferă, sub scoarţă, fiind marcată în partea superioară de discontinuitatea Moho, iar în partea inferioară de discontinuitatea Wichert-Gutenberg (cca. pana la 2900 km adâncime); viteza undelor longitudinale se schimbă de la 7,3 km/s la 8,3 km/s), unde temperatura este de cca. 3000 °C, iar densitatea 5,6 g/cm³.

Se poate separa la exterior mantaua superioară = *astenosfera (a-fără, stenos-tărie)* (până la cca. 600-700 km adâncime) cu materia în stare de fuziune parţială cu vâscozitate relativ mică, alcătuită din roci ultrabazice rigide, cu densitatea de până la 5g/cm³ care este sediul unor procese geologice legate de magmatism şi de transferul de caldură din interiorul spre exteriorul globului terestru (fig. 1). Partea inferioară a astenosferei are o plasticitate avansată, care *facilitează formarea unor curenţi de convecţie extrem de lenţi*, care sunt *responsabili de deplasarea zonelor acoperitoare*. Mantua superioară este separată prin discontinuitatea Repetti de ***mantaua inferioară.*** Alcătuirea chimică a acesteia este incertă, se estimează la oxizi metalici şi silicaţi Fe, Ni, Cr (după Dragomir, B., P., 1994).

Agenţii şi ***procesele endogene*** au creat formele majore ale reliefului terestru. Ei au perioade de intensificare a manifestărilor variabile în timp şi spaţiu "... ei interesează evoluţia reliefului, fie direct prin crearea de reliefuri tectonice ori de acumulare vulcanică, fie indirect prin modificarea nivelului de bază general sau local şi se manifestă sub forma mişcărilor violente (cutremure, erupţii vulcanice) sau prin mişcări lente (mişcările epirogenetice etc)" (Josan N., 1984).

Orogeneza, vulcanismul, seismele, mişcările epirogenetice şi eustatice sunt moduri diferite de reacţie a scoarţei terestre *"faţă de ruperea echilibrului dintre blocurile crustale"*, datorită proceselor care au loc în astenosferă. Toate aceste manifestări ale proceselor interne produc marile şi micile dislocări ale scoarţei terestre având ca efect modificarea continua a reliefului major al planetei noastre.

„Încă din cele mai îndepărtate vremuri, omenirea -terorizată de misterele fără explicaţii- a plasat în necunoscutul măruntaielor Pământului infernul, adică iadul plin de flăcări, unde domnesc demonii. Şi cum să nu fi văzut oare această omenire primitivă, în vulcanii aruncând lave încinse, giganticele ferestre ale lui Erb, de unde tâşneau balaurii mistuitori şi flăcările drăceşti"..."Dacă omul civilizat nu mai este dominat de aceste sentimente în faţa munţilor de foc, totuşi, chiar de l-ar mâna doar pasiunea de a cunoaşte, el nu poate să nu simtă cum îl năpădesc uneori reminiscenţe ale spaimelor superstiţioase moştenite din epocile străvechi, deoarece spectacolul dezlănţuirilor vulcanice este, fără îndoială, una dintre cele mai măreţe, mai teribile şi mai frumoase privelişti pe care ni le oferă natura, şi nici o fire, cât ar fi ea de puternică, nu poate să fie atât de stăpână pe sine şi să nu şovăie uneori în faţa spendorii pătrunse de o forţă atât de misterioasă" (*H. Tazieff*, 1963).

2.2. PROCESELE MAGMATICE ŞI ACTIVITĂŢILE VULCANICE

Prin procesele vulcanice au rezultat unele dintre cele mai interesante geosituri, reprezentate prin: conuri vulcanice, platouri de lavă sau de cenuşă vulcanică etc. În acelaşi timp, însă, ele au cauzat dispariţia unor situri sau deteriorarea lor gravă. De aceea, prezentarea acestor procese are un rol important în studiul geositurilor.

Semnele cele mai evidente ale faptului că Pământul este o plantetă activă sunt cei peste 1000 de vulcani activi (dintre care doar 150 supravegheaţi de cercetători), cu emisii de topituri magmatice de-a lungul a peste 60.000 km de dorsale oceanice. Modul de manifestare a activităţii magmatice poate fi liniştit sau din contră violent, cu revărsări de materie pe suprafeţe foarte mari (se pot declanşa torenţi de lavă, produse piroclastice-lapili, bombe, ploi cu cenuşe, lahari, chiar cutremure şi tsunami etc). Magmatismul este responsabil de transferul de caldură şi materie din interiorul Pământului spre exterior. Activitatea magmatică se desfăşoară atât în domeniul contiental cât şi în cel submarin, unde este mai greu detectabilă şi are ca şi consecinte formarea de insule vulcanice, care reprezintă partea superioară a aparatelor vulcanice submerse.

Magmatismul reprezinta *„ansamblul proceselor de generare, amplasare şi solidificare a magmelor în interiorul scoarţei terestre, care au drept rezultat formarea rocilor magmatice”* (Anastasiu, N., şi col., 1998, pag. 167).

Magmele sunt topituri de silicaţi (Si, Al), oxizi (de Fe, Mg, Ca, Mn, K etc), sulfuri, bogate în elemente volatile, în special vapori de apă, formate la un moment dat în astenosferă. Magma care ajunge la suprafaţa Pământului, sărăcită în elemente volatile şi vapori de apă poartă denumirea de ***lavă***.

Chimismul magmelor: magmele sunt foarte diferite între ele datorită originii diferite a materialului supus topirii şi datorită proceselor continui de diferenţieri care au loc în masa magmei.

Tabelul 1
Tipuri de magme după conţinutul în silice (SiO_2)

Tipul magmei	Conţinut în silice (SiO_2)
Acide	60-65%
Intermediare	55-65%
Bazice	40-55%
Ultrabazice	Sub 40%

După *raportul K_2O/SiO_2* magmele pot fi considerate de tip:

- *riolitic* (cca. 10% din total erupţii);
- *andezitic* (cca.10 % din total erupţii);
- *bazaltic* (cca.80 % din total erupţii).

Temperatura magmelor a fost determinată prin măsurarea temperaturii lavelor (termometrie), deosebind-se:

-lave acide: cu temperaturi de cca. 1000-1200^0 C;

-lave bazice: a căror temperatură este de cca 800-900^0 C.

Vâscozitatea magmelor este proprietatea de a opune rezistenţă la curgere, fiind condiţionată de chimism, de temperatură, de prezenţa gazelor.

Lavele acide sunt vâscoase şi pot înfunda canalele prin care se deplasează, formând aparate vulcanice de tip stratovulcani (alternanţe de lave cu produse piroclastice). Activitatea acestora este mult mai explozivă decât în cazul vulcanilor cu lave bazice. *Exemple*: Vezuviu, Stromboli (Italia).



Figura 2. Platou bazaltic, Anatolia, Turcia (foto D.Castaldini)

Lavele bazice au o vâscozitate mai scăzută, apropiată de viteza de curgere a uleiurilor (cca 16 km/h), pot să se reverse de-a lungul unor fracturi de câţiva zeci de km (*Exemple*: în Islanda, India) sau să formeze proprii vulcani: spre exemplu cei din Hawaii cu diametrul bazei de cca. 300 km, iar pantele cu o înclinare de 5-6°; Platoul bazaltic Dekkan din India; Anatolia-Turcia (fig. 2) etc.

2.2.1. Relieful subvulcanic

Corpurile magmatice au relevanţă când sunt scoase la zi prin înlăturarea formaţiunilor din jurul lor, cum sunt:

Nekurile (fig. 3) sunt corpuri magmatice discordante cilindrice, verticale, înrădăcinate până la câteva mii de metri, cu diametrul de până la un km diametru; reprezintă canalul de legătură dintre un rezervor magmatic şi alte corpuri magmatice sau cu suprafaţa scoarţei terestre. Sunt fostele coşuri vulcanice umplute cu material eruptiv masiv. Prin erodarea rocilor din jurul lor ele rămân în relief sub forma de turnuri, coloane etc.

Un geosit deosebit de interesant, reprezentat de un neck uriaş este

Turnul Diavolului din Wyoming (SUA, fig. 3), un monolit uriaş de 265 m înălţime şi cu un diametru la bază de 300 m, iar la partea superioară de 85 m, care în 1977 a putut fi admirat ca loc de aterizare a navei extraterestre din filmul „*Întâlnire de gradul trei*". Coloanele oferă trasee perfecte pentru alpinişti (*Descoperiţi minunile lumii*, pag. 319).

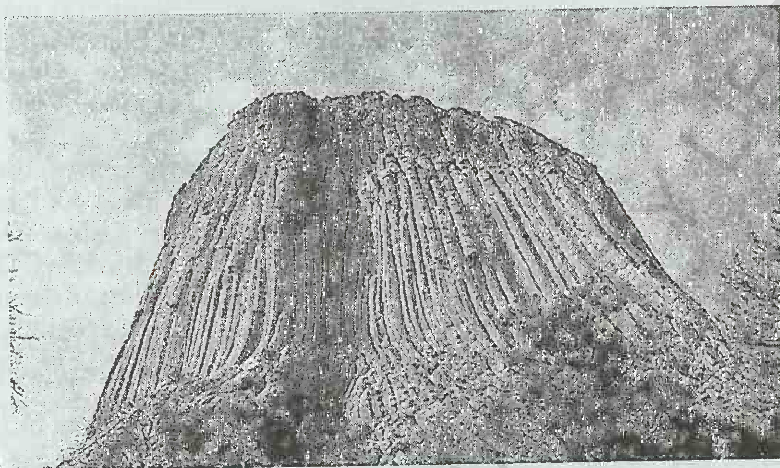


Figura 3. Turnul Diavolului, Wyoming (SUA)
(Sursa: www.onhiatus.com/journal/journal.cgi/TINDEX.html)

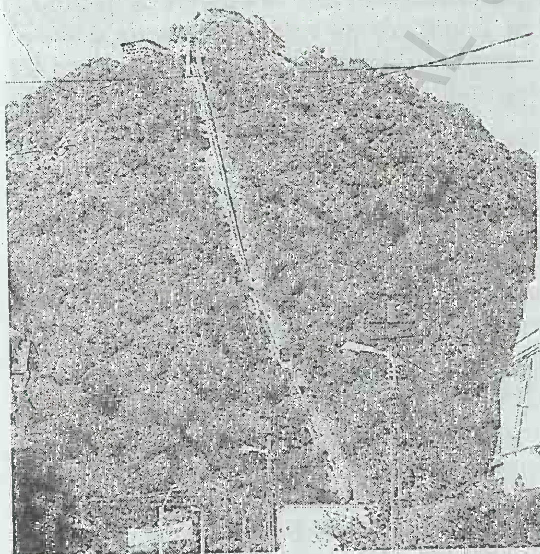


Figura 4. *Dealul Cetaţii şi Cetatea Devei.*

Dealul Cetăţii cu Cetatea Devei (figura 4) - conul vulcanic andezitic s-a format în cadrul activităţii vulcanice neogene, iar în urma eroziunii ulterioare a rocilor înconjurătoare, corpul subvulcanic cu aspect circular de tip neck se impune în relief ca punct de belvedere asupra culoarului Mureşului. Neck-ul este şi suport pentru un important monument istoric-Cetatea Devei, ce datează încă de la 1269, zidurile ei fiind asediate în multiple rânduri. Admirarea peisajului de pe Dealul Cetăţii este favorizată azi de telecabina realizata de către Primaria Deva în anul 2005 (capacitate de 16 persoane) care urcă diferenţa de nivel de 148m, pe un traseu lung de 278 m, până pe platforma a doua a cetăţii (fig. 4). Într-una dintre legendele legate de

Cetatea Devei, (*Couatu Nicoleta*, 1986) se spune că tot ceea ce meşterii lui Kelemen ridicau ziua se surpa noaptea; iar la povaţa stăpânului duhurilor, au decis ca prima dintre soţiile lor care care va ajunge pe vârful dealului să fie arsă, iar cenuşa, amestecată cu ţărână şi apă, să fie folosită ca liant pentru pietrele care compuneau zidurile.

În Munţii Bârgăului, *E. Rusu* (1999), deosebeşte un peisaj al măgurilor subvulcanice. Au fost identificate numeroase şi variate corpuri subvulcanice de tip: lacolit, sill, dyke, filon, filon-strat, stâlp, cupolă etc, iar în cadrul lor se individualizează măgurile subvulcanice înalte: Heniu Mare etc. Marile masive subvulcanice sunt lacolite formate dintr-un singur corp de formă piramidală sau conică. Aşa sunt: Heniu, Miroslava, Măguriţa-Dealul Siriilor etc. Dintre formele rezultate prin "scoaterea la zi" a unor protuziuni, cea mai caracteristică este Măgura Mare de lângă localitatea Rodna. Datorită formelor conice localnicii le numesc măguri (Măgura Sturzilor, Măgura Neagră, Măgura Borcultului etc). „Măguri" apărute pe silluri, dyke-uri sau stâlpi vulcanici: Tăşuleasa, Frumuşeaua, Măgura Calului ş.a. Silluri tipice însoţesc masivul Heniu, formând adevărate praguri litologice. Dyke-uri: cele de la Lunca Ilvei şi Colibiţa.

Filoanele sunt corpuri magmatice discordante, consolidate în fisurile rocilor preexistente, uneori îndepartate de rezervorul magmatic. De foarte multe ori rocile magmatice din compoziţia lor sunt bogate în substanţe minerale utile. Dimensiunile sunt de la câţiva milimetri la câteva zeci de metri. Un asemenea filon, Mother-Lode (Filonul Mamă), legat de o fractura secundara a faliei San Andreas a fost descris de *H. Cloos*, 1969) „*... mai multe indicii ale mişcărilor vechi, astăzi pietrificate. Si aur se găseşte de-a lungul ei sau cel puţin s-a găsit. Faptul ne arată cât de adânc pătrunde această sutură în scoarţa fierbinte unde gestează materiile topite*". Exploatarea lor a dus la realizarea unui relief antropic subteran (galerii) respectiv suprateran (halde steril).

2.2.2. Vulcanismul, proces şi forme

Vulcanismul reprezintă totalitatea proceselor şi fenomenelor de ieşire a magmei, gazelor şi a unor materiale solide rupte din pereţii coşului de ejectare, la suprafaţa scoarţei terestre de-a lungul unor linii de minimă rezistenţă, fracturi profunde, fisuri, plane de stratificaţie etc. Acestea vor genera forme de relief pozitive, uneori impresionante ca volum, reprezentând vulcanul propriu-zis.

2.2.2.1. Alcătuirea unui vulcan

Un vulcan este un sistem complex caracterizat prin magmă, erupţie şi edificiu, a carui evolutie este controlată de către procesele geologice, care efuzează la suprafaţă materii fierbinţi: solide (fragmente de roci), lichide (lavă) şi gazoase. În general, este o formă de relief pozitivă (fig 5.)

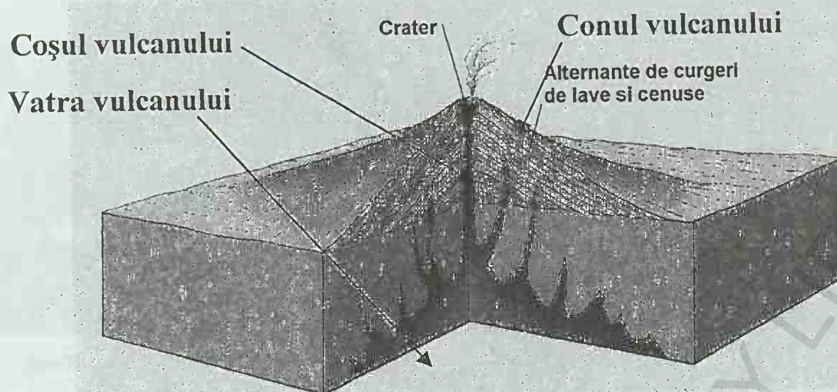


Figura 5. Vulcan cu erupţie centrală şi elementele componente ale unui vulcan *(Getis A. şi colab., 2002, p.80, cu completări)*

Vatra vulcanului (fig. 5) este sursa de magmă şi reprezintă fie un corp magmatic intrusiv profund (batholit, stock etc), fie dintr-o zonă intermediară. Topiturile se deplasează spre suprafaţă datorită presiunilor şi gazelor conţinute.

Coşul vulcanic (fig. 5) este canalul de ascensiune a materiei topite şi face legatura între rezervorul magmatic şi exterior.

Conul vulcanic (fig. 5 şi 10) este o forma de relief pozitivă, care ia naştere datorită acumulării materialului vulcanic în jurul punctului de efuziune. Dimensiunile conului vulcanic pot varia foarte mult. Spre exemplu:

-*înălţimea* vulcanului Etna este de 3.269 m, Mauna Loa 4.107 m, Mauna Kea 4.205 (Hawaii), Kilimandjaro 5.895 m etc;

-*diametrul bazei conului* este de asemenea variabil, fiind mai mare la vulcanii cu lave bazice, mai fluide. Diametrul bazal al vulcanului Mauna Loa este de cca. 400 km.

După alcătuirea lor conurile vulcanilor pot fi:

- *conuri de lavă* (cu pante line; fig. 6),
- *conuri de piroclastite* (stratificate cu pante divergente; fig. 7);
- *conuri de cenuşă* (conuri stratificate cu pante duble; fig. 8 şi 9),
- *conuri heterogene* (stratovulcani).

Craterul este o depresiune, la partea superioară asemănătoare unei pâlnii uriaşe, situată în conului vulcanic (figura 5, 11 şi 12).

Diametrul craterului variază de la un vulcan la altul, de la câteva sute de metri la kilometri, în funcţie de dimensiunile conului şi ale coşului pe care le deschid. Magmele sunt extruzate prin deschiderile de pe fundul craterului. La vulcanii stinşi, craterul se poate umple cu sfărâmaturi sau cu apă din precipitaţii (*Ex.* Lacul Sfânta Ana din Carpaţii Orientali; fig. 13).

Craterului Ngorongoro din Tanzania Africa, are un diametru de 22 km; în partea sa vestică, în valea Olduvai, au fost descoperite cele mai vechi resturi umane descoperite până în prezent.



Figura 6. Conul de lavă, Javal Abyad, din Arabia Saudită *(Sursa: www.volcano.und.nodak.edu)*



Figura 7. Con de piroclastite, Mauna Kea, Hawaii. *(Sursa: www.volcano.und.nodak.edu)*



Figura 8. Con de cenuşă, Diamond Head, SUA *(Sursa: http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/f/f3/Diamond-Head-Hawaii-Nov-2001.jpg)*



Figura 9. Con de cenuşă, Etna, Italia *(foto L. Stanciu)*



Figura 10. Vulcanul complex Etna, Sicilia, Italia,cel mai înalt vulcan din Europa 3323 m *(sursa:www.flickr.com/photos)*



Figura 11. Crater vulcanic - Vezuviu, Italia *(sursa: www.descopera.ro/mediterana/4598842-)*

Caldera (din limba spaniola "calderă" - căldare) se formează prin distrugerea parţială a aparatului vulcanic, conservându-se doar părţile marginale (asemănator unei căldări).

Insula Krakatoa poate fi resturile unui vulcan ce a erupt în anul 1883 şi prin prăbuşire a dat naştere unui crater uriaş.



Figura 12. Craterul vulcanului Aso, Japonia *(Foto Eugenia Şerban)*.



Figura 13. Lacul Sf. Ana format în craterul masivului Ciomatu (Judeţul Harghita) (*sursa:* http://static.panoramio.com/photos/original/2738791.jpg)

2.2.2.2. Fazele erupţiilor vulcanice

În activitatea unui vulcan se pot distinge următoarele faze principale (după Dragomir B-P., 1994):

Faza pre-eruptivă: caracterizată de fenomenele generate de accesul magmei la suprafaţă. Se pot produce cutremure, crăpături în scoarţă, zgomote, dereglări ale regimului apelor subterane, animalele din zonă (care au cuiburi subterane) părăsesc regiunea etc.

Faza eruptivă este deosebit de spectaculoasă, debutează cu emisii de fum vulcanic, alcătuit dintr-un amestec de gaze, vapori de apă, particule fine de cenuşe etc. Coloana de fum poate ajunge până la cca. 10.000 m înălţime, evazată la partea superioară (*aspect piniform, fig.14*). Alteori, coloanele de fum (*nori arzători, fig.15*) sunt mai dense şi se revarsă spre suprafaţa topografică. Datorită temperaturilor ridicate (cca. 700°C) efectul lor este devastator.



Figura 14. Explozie vulcanică, tip nor piniform
(vulcanul Soufriere 1997, Antille)
(sursa: http://www.dst.unipi.it)



Figura 15. Coloane de fum vulcanic, tip nor arzător.
(sursa: http://www.dst.unipi.it)



Figura 16. Mt. Pelee, Martinica, Franţa. Bombă vulcanică acoperită cu vegetaţie

În timpul acestei faze sunt expulzate în atmosferă produse lichide (lave) şi solide (bombe, lapili etc).

Emanaţiile de lave acide determină erupţii explozive, pe când lavele bazice generează erupţii mai liniştite.

Faza posteruptivă este de lungă durată şi se caracterizează prin emanaţii de gaze-calde sau reci, izvoare termale. Această fază se poate prelungi până la reactivarea sau stingerea definitivă a vulcanului.

2.2.2.3. Produsele activităţii vulcanice

În urma activităţii unui vulcan rezultă diferite produse:

A.) Produse vulcanice solide: blocuri vulcanice, bombe vulcanice (fig. 16), lapili, cenuşe, aglomerate piroclastice, ignimbrite etc.

B.) Produse vulcanice lichide

Lavele -produse lichide principale ale activităţii vulcanice. În funcţie de chimism, temperatură, vâscozitate, modul de consolidare, lavele sunt:

-*lavele cordate* sunt lave bazice cu temperaturi de peste 1000° C. În timpul curgerii prin aer se acoperă la suprafaţă de o crustă subţire, consolidată, sub care lava continuă să se deplaseze. Datorită acestui fapt lava răcită are aspectul unor arcuri convexe orientate în sensul curgerii.

-*lavele tip "pillow lava"* iau naştere prin răcirea bruscă a învelişului în mediul acvatic.

Apele juvenile sunt formate primar, prin reacţii chimice care au loc în topitura magmatică. În general, apa juvenilă este în cantităţi mici; procesele vulcanice antrenează şi transformă şi volume de apă vadoasă, generând procese de tipul izvoarelor minerale (după *Dragomir, B-P.*, 1994).

Sofinonii sunt izvoare cu activitate permanentă, care au temperaturi de peste 100° C, cu conţinut de săruri şi gaze în funcţie de compuşii solubilizaţi din cuptorul magmatic.



Figura 17. Geyser-ul *Old Faithful*, Islanda *(sursa: http://www.geology.sdsu.edu/)*

Geyserii (fig. 17) –locuitorii Islandei denumesc prin acest termen *„toate manifestarile spiritului cuprinse între furie şi turbare sau între fierbere şi clocotire"*. Sunt izvoare fierbinţi intermitente. Apa subterană este incălzită de procesul vulcanic până la fierbere, iar în momentul atingerii unei presiuni ridicate este expulzată la exterior prin intermediul unui canal de legătură. Jetul de apă poate fi aruncat, uneori, la înălţimi de sute de metri şi are temperaturi cuprinse între 40-80°C (ex. gheyserul *Old Faithful* aruncă la fiecare 65 minute, o coloană de apă de 80 m înălţime). În jurul "*craterului*" geyserului se pot depune roci de precipitaţie chimică de tipul «*gheizeritelor*». Sunt răspândiţi în: Islanda (fig. 17), SUA, Kamceatka, Noua Zeelandă etc.

Izvoarele carbonatate sunt izvoare reci formate din ape vadoase, care se mineralizează datorită emanaţiilor gazoase ale produselor vulcanice. Conţin în cantităţi mari: CO_2, Mg, Ca, Na, Li, K, Fe, S etc.

La contactul cu mediul aerian din aceste ape se depun, prin precipitare, roci de tipul travertinului sau a crustelor limonitice.

C.) Produse vulcanice gazoase

Activitatea vulcanică este însoţită în toate fazele sale de manifestări gazoase: vapori apă, CO_2, H_2, H_2S, N_2, NH_3, CH_4, O_2 etc, la temperaturi variabile. În momentul de paroxism compoziţia acestora este foarte variată şi temperaturile sunt ridicate, pentru ca în momentele pre- şi post-eruptive compoziţia să se simplifice şi temperaturile gazelor să scadă.

După compoziţia chimică şi temperatura de emisie produsele vulcanice gazoase pot să fie:

Fumarole (fig. 18) erupţii de gaze fierbinţi în momentul paroxismului vulcanic, cu temperaturi peste 200°C.



Figura 18. Muntele Fuji, Japonia. Fumarole *(Foto Eugenia Şerban).*

Solfatarele (numele derivă de la vulcanul Solfatar din Italia) sunt reprezentate de emanaţii de gaze cu temperaturi cuprinse 200-40° C, emanate pre- sau post- paroxism. Au conţinut mare de vapori de apă, CO_2, H_2S. Pot să fie însoţite de depuneri abundente de sulf sau sulfuri (galenă, blendă, pirit etc), uneori, de interes economic.

Mofetele sunt emanaţii gazoase post-vulcanice, cu temperaturi sub 40° C şi care pot funcţiona foarte multă vreme după stingerea vulcanului, uneori la distanţe destul de mari de aparatul vulcanic. Sunt foarte bogate în CO_2, H_2, N_2 etc. La trecerea prin stratele de apă freatică se produc soluţii

mineralizate de tip borviz (*Dragomir B., P.*, 1994). Acestea pot fi utilizate în scop curativ cum este cazul la: Balvanyos, Covasna, Borsec, Tuşnad, Vatra Dornei etc.

2.2.2.4. Tipuri de vulcani

Clasificarea vulcanilor poate fi făcută în funcţie de mai multe criterii:

- După ***timpul de erupţie***, vulcanii sunt:
  - ❖ ***activi*** – vulcani care erup astăzi sau au erupt în timp istoric. Aşa sunt Etna, Stromboli ş.a.
  - ❖ ***stinşi*** –inactivi; nu exista documente istorice care să ateste erupţiile acestora, dar nu este exclusă reactivarea lor. Asemenea vulcani sunt Vezuviu, Montagne Pelee ş.a.
- După ***locul de apariţie*** *al lavelor la zi*:
  - ❖ ***vulcani cu erupţie centrală*** - aparatul vulcanic este de tip central;
  - ❖ ***vulcani cu erupţie liniară*** – lavele sunt extruzate de-a lungul unei fracturi, fiind mai multe conuri aliniate de-a lungul acesteia probabil cu aceeaşi sursă magmatică.
  - ❖ ***vulcani cu erupţie areală*** - când cuptorul magmatic este foarte aproape de suprafaţă şi determină topirea învelişului acestuia şi revărsarea amplă a magmelor.

Chimismul lavelor imprimă modul de ***manifestare a erupţiei,*** *deosebindu-se*:

- ***Vulcani cu erupţie liniştită*** (lave bazice, fluide);
  - ❖ *tip islandic*-cum este linia Lacky, Islanda, cu erupţii calme, liniare;
  - ❖ *tip hawaiian* (erupţie centrală);
  - ❖ *tip Dekkan* (eruptii bazaltice de tip platou).
- ***Vulcanii cu erupţie explozivă:***
  - ❖ *tipul strombolian (fig. 19). Exemple:* Stromboli, cu desfăsuare a exploziei ritmică şi continuă;
  - ❖ *tipul vezuvian-volcanian:* Vezuviu, Etna etc, cu distrugerea aparatului vulcanic datorită gazelor ce se acumulează sub presiune, sub lava consolidată;
  - ❖ *tipul peleean* -vulcanul Montagne Pelee, Martinica, cu lava foarte vâscoasă, care este împinsă ca un sâmbure în afara coşului;
  - ❖ *tipul Bandai San* (vulcani fără curgeri de lave, cu lavele consolidate integral si expulzate sub forma de piroclastite).
  - ❖ *tip Maare* (fig. 20) sunt vulcani fară con, în timpul exploziei umplutura coşului este expulzată, ramânând zone depresionare ce se vor umple cu sfărâmături sau apă.



Figura 19. Vulcanism de tip strombolian. Exemplu: vulcanul Cero Negro, Nicaragua *(Sursa: www.ngdc.noaa.gov).*



Figura 20. Vulcanul Maar, din regiunea Eifel, Germania *(sursa:* www.romantic-germany.info/.../Maar.jpg*).*

2.2.2.5. Vulcanii pe glob

O mare parte dintre vulcani sunt amplasaţi în zonele oceanice. Apar în lungul contactelor dintre plăcile tectonice convergente, divergente (zonele de rift oceanic) etc. Analiza răspândirii pe glob a fenomenelor vulcanice duce la conturarea următoarelor areale "*de foc*" (fig. 21):

Cercul de Foc al Pacificului (cu vulcani în Antartica, America de Sud, America de Nord, Alaska, Kamceatka, Siberia, Japonia, Indonezia, Noua Zeelandă şi zona medio pacifică).

Zona vulcanică Atlantică: legată de dorsala medio-atlantică: (Spitzberg, Azore, Islanda, I-lele Capului Verde, Sf. Elena etc).

Zona Mediterneeană (Stromboli, Etna, Vezuviu etc);

Zona Est Africană-Madagascar (Erta-Ale, Nyamlagira etc).

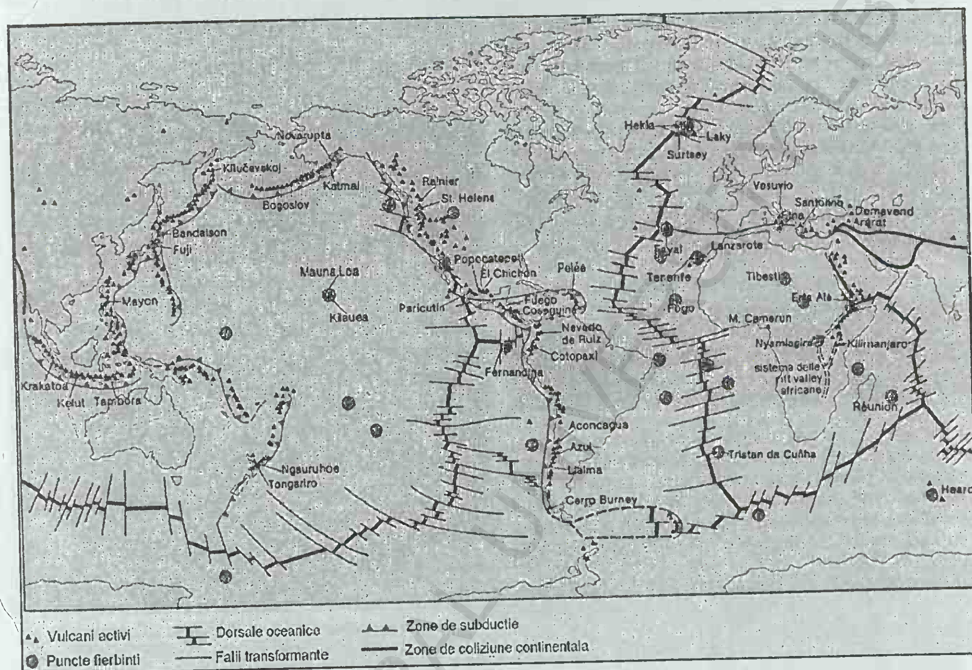


Figura 21. Distribuţia vulcanilor de pe glob (după Accordi B. şi colab, 2000, p.212)

2.2.2.6. Vulcanismul în România

Activitatea vulcanică s-a desfăşurat pe teritoriului României în perioada prehercinică şi hercinică, mezozoică şi neozoică.

Vulcanismul vechi hercinic este evident în Dobrogea (Camena-Cârjelari, curgeri diabazice în zona Niculiţel, Tulcea), în Banat, M-ţii Apuseni (vechi curgeri porfirice şi curgeri de lave bazice în Codru Moma, Highiş, Drocea; manifestări rilolitice în Masivul Vlădeasa).

Vulcanismul Neozoic s-a manifestat activ în M-ţii Apuseni şi latura internă a Carpaţilor Orientali, (lanţul Oaş-Gutâi-Ţibleş; Călimani-Gurghiu-Harghita): cu curgeri de lave şi piroclastite, chimism riolitic-bazaltic, în cadrul alternanţei de erupţii liniştite şi explozive. Aparatele vulcanice se păstrează, fiind de tip stratovulcan (în Munţii Călimani s-au păstrat mai multe aparate vulcanice cu aspect de calderă).

Pe rocile magmatice se dezvoltă peisaje deosebite, care prin amenajare conduc la intensificarea turismului (craterele vulcanice cu apă, gheyzerii, curgei de lave –fig.22 etc).



Figura 22. Vulcanul Vezuviu, peisaj actual pe versantul nord-vestic.



Figura 23. Cariera Roşia Montana şi *„Piatra despicată”.*

De „Piatra despicată”, din cariera Roşia Montană (fig. 23), se leagă legendele şi nuvelele lui I. Agârbiceanu, fiind piatra pe langă care trecea odinioară Fefeleaga cu calul ei orb, Bator.

Unele localităţi au devenit «*muzeu*», în urma dezastrelor provocate de vulcani (oraşul Pompei, distrus în urma erupţiei vulcanului Vezuviu în anul 76, fig.24).

Un alt geosit este *Pietrified Forest Park (fig. 25)*, Lesvos, Grecia, acceptat în 2004 în reţeaua de Geoparcuri sub egida UNESCO. Trunchiurile arborilor au fost pietrificate în poziţia originală, formarea lor fiind legată de curgerile de materiale piroclastice rezultate ale



Figura 24. Pompei (Italia). Urme datorate erupţiei vulcanului Vezuviu din anul 76.

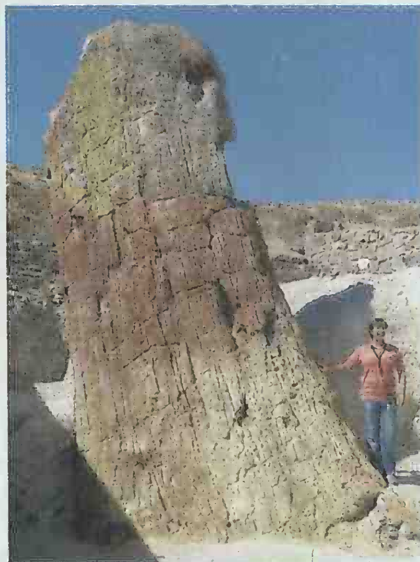


Figura 25. Lesvos, Grecia. Petrified Forest Park, Arbore pietrificat.

vulcanismului din insulă. Se remarcă valenţa ştiinţifică, geologică, morfologică şi valoarea environmentală. În cadrul geoparcului se desfasoară activităţi de cercetare ştiinţifică, educaţională şi culturală.

Consecinţele erupţiei vulcanului St. Helens (SUA)



Figura 26.a. Conul şi craterul vulcanului St. Helens, după erupţie



Figura 26.b. Efectele "exploziei" vulcanice

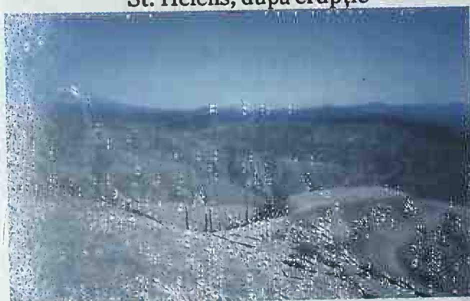


Figura 26.c. Modelarea în cenuşiile vulcanice



Figura 26.d. Materiale piroclastice



Figura 26.e. "Lacuri" între "valurile" de material piroclastic



Figura 26.f. Materiale piroclastice sub formă de valuri

2.2.2.7. Vulcanii noroioşi

Vulcanii noroioşi sunt geosituri de o mare atractivitate turistică datorită aspectului peisagistic selenar şi a manifestărilor lor uneori active ("bolborosesc"). Numele de "*Vulcanii noroioşi*" este folosit în lucrările de specialitate pentru a descrie o erupţie de noroi lentă sau bruscă, însoţită de emanaţii de gaze şi uneori chiar petrol (*Dicu A.*, 2005). Sunt cunoscuţi în

literatura populară sub denumirea de: "*fierbători*", „*ochiuri de gloduri*", „*gloduri*", "*pâcle*", "*sărături*" etc.

Cognand, H. (1867), a observat vulcanii noroioşi pentru prima oară în România la Berca (fig. 28 şi 29), judeţul Buzău, descrişi şi ulterior de *Gr. Cobalcescu* 1883, *Gr. Ştefănescu* 1890, *M. Peahă* 1965 etc.

Fenomenul "*Vulcanii noroioşi*" este cunoscut în toata lumea: Italia (fig. 27), SUA, India, Birmania, Venezuela, Noua Zeelandă etc.

Există diferenţe majore între vulcanii noroioşi şi vulcanii propriu-zişi, care constau în: formă, dimensiuni şi tipul erupţiei. Apariţia lor este legată de: erupţiile de gaze naturale, mişcările seismice sau emanaţii derivate de la vulcanii propriu-zişi.



Figura 27. Vulcani noroioşi, Rezervaţia naturală Salse di Nirano, Munţii Apenini, Italia.



Figura 28. Vulcani noroioşi, Rezervaţia naturală Pâclele Mari, Judeţul Buzău, România *(foto:* http://www.fasttravel.ro.*)*



Figura 29. Curgeri de "lave de noroi" la Berca-Arbănaşi, Judeţul Buzău

Geositul de la Berca-Arbănaşi (fig. 28 şi 29), format din trei areale de apariţie a vulcanilor noroioşi (Pâclele Mari, Pâclele Mici şi Pâclele de la Berca) este situat într-o butonieră de anticlinal lungă de 18 km. Existenţa vulcanilor noroioşi de aici este legată de erupţiile de gaze naturale care însoţesc zăcămintele de petrol. În ţara noastră vulcani noroioşi se întâlnesc şi în Depresiunea Transilvaniei, cauzaţi de zăcămintele de gaz metan, unii fiind ocrotiţi de lege (Haşag).

Vulcanii noroioşi sau "fierbătorii" de la Suplacu de Barcău, judeţul Bihor, sunt legaţi de condiţiile exploatării ţiţeiului (prin metoda combustiei subterane în panouri), prin antrenarea de către gazele sub presiune din zăcământ a apelor şi a particulelor argiloase (pannoniene) care formează rocile din cuvertură, generând un noroi care este adus apoi la suprafaţă, sub forma unor vulcani noroioşi cu con sau de tipul "*fierbătorilor*".

2.3. MIŞCĂRILE SEISMICE

2.3.1. Fenomenele seismice

Activitatea seismică împreună cu cea vulcanică reprezintă cele mai evidente manifestări legate de dinamica Pământului.

Cutremurul este un termen care evocă imagini distrugătoare, efecte catastrofice, cu pagube şi victime. Astăzi ştim că seismicitatea, la scară globală, este un fenomen activ în timp, concentrat în anumite zone, iar originea este căutată în anumite structuri ale Pământului, în mantaua superioară şi în crustă. În fiecare an se produc cca. 100 000 de cutremure, dintre acestea unul-două sunt foarte intense provocând catastrofe.

Dezvoltarea ramurii numită seismologie (ramură a geofizicii), utilizarea informaţiilor importante furnizate de undele seismice, a comportamentului acestora, în raport cu rocile traversate, cât şi comportamentul acestora din urmă, dau informaţii preţioase privitoare la cunoaşterea interiorului Pământului, inaccesibil cercetărilor directe.

Previziunile seismice au la bază acţiunea preventivă de identificare a zonelor supuse riscului seismic (cu stabilirea şi cartografierea gradului de seismicitate diferit pentru diversele areale, zone seismice cu grade de risc si periculozitate diferite) şi de indicare a intervenţiilor necesare pentru minimizarea efectelor cutremurelor. O posibilitate de intervenţie în astfel de zone este legată de tehnica construcţiilor şi nu este de neglijat aspectul referitor la educaţia maselor pentru a răspunde eficient în cazuri de urgenţe.

Mişcarile seismice sunt ***zguduiri bruşte ale scoarţei terestre, de durată scurtă, provocate de cauze naturale: mişcări tectonice, erupţii vulcanice etc,*** care se propagă în spaţiu sub forma unor oscilaţii elastice numite unde seismice.

Pe suprafaţa uscatului se înregistrează anual cca. 8.000-10.000 de cutremure, cu cele din domeniul oceanic ajungând la 80.000 seisme/an. (după *Dragomir, B., P.,* 1994).

Cauzele directe ale cutremurelor sunt legate de factorii interni, factorii externi (impactul Pământului cu meteoriţi, fenomene mareice etc) şi factori artificiali (antropici).

2.3.2. Tipuri de seisme

Principalele tipuri de seisme legate de factori interni sunt (după Dragomir, B., P., 1994, cu completări):

Seismele tectonice (reprezintă cca. 95 % din totalul seismelor) sunt determinate de deplasarea bruscă a diverselor blocuri (plăci tectonice) ale scoarţei în lungul fracturilor; au hipocentrul (focarul) situat la adâncimi mari

în scoarţă, iar propagarea undelor se face pe distanţe foarte mari, uneori fiind resimţite pe tot globul terestru.

Seismele vulcanice sunt legate de activitatea unui vulcan, de procesele de migrare a magmelor spre suprafaţă, cu fracturarea rocilor înconjurătoare şi transmiterea undelor seismice; însoţesc de asemenea exploziile paroxismale şi se resimt pe areale restrânse în jurul vulcanului. Monitorizarea lor poate da indicii importante privitoare la iminenţa unei noi explozii vulcanice. Reprezentative sunt seismele generate de erupţia vulcanului Krakatoa din 1883, în Insula Dakota şi mai recent în 1980 a vulcanului St. Helens, din vestul SUA.

Seismele de prăbuşire (reprezintă cca. 1% din totalitatea seismelor) se produc în special în zonele carstice prin prăbuşirea tavanului unei peşteri, a tavanelor lucrărilor miniere subterane (uneori în coincidenţă cu cutremur tectonic (în 1976 în regiunea auriferă Transvaal, Johannesburg (Africa de Sud), seismul avea focarul aflat la adâncimea la care se desfăşurau lucrările miniere), surpări de faleze etc. Adâncimile la care se produc sunt reduse, au intensitate redusă şi se resimt pe distanţe mici.

Alte tipuri de seisme:

Seismele exogene, au în general caracter strict local şi sunt provocate de impactul cu meteoriţi, de prăbuşirea unor faleze, în urma eroziunii etc.

Seismele artificiale sunt produse de explozii subterane sau de suprafaţă (cele nucleare care degajă o cantitate foarte mare de energie), deplasarea unor vehicule grele etc.

2.3.3. Elementele unui seism

Când valoarea energiei acumulate prin acţiunea factorilor interni şi externi atinge, într-un volum de rocă (preferabil asimilabil unui anumit punct) limita de rezistenţă a rocilor, energia înmagazinată se elibereză, o parte transformându-se în unde elastice generatoare de cutremure şi o altă parte sub formă de căldură.

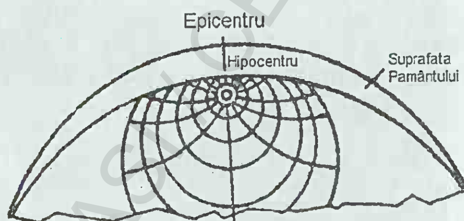


Figura 30. Elementele unui seism.
(cu modificări, după Dragomir, B., P., 1994)

Elementele unui seism sunt (fig. 30) :

-*Hipocentrul* *(Focarul)* - «*punctul*» rupturii iniţiale;

-*Epicentrul*: «*punctul*» de la suprafaţa Pământului care reprezintă proiecţia hipocentrului, aici ajungând primele undele seismice de mare intensitate.

-*Undele seismice* reprezintă vibraţiile produse la declanşarea energiei în focar. Există diferite tipuri de unde seismice care se diferenţiază în funcţie de modul şi viteza (depinde de densitatea şi proprietăţile elastice

ale rocilor traversate) lor de propagare. Astfel, se deosebesc următoarele tipuri de unde (după Ţicleanu N, Pauliuc S, 2003):

-*unde longitudinale* sau *unde prime P (de compresiune)*: ajung primele la suprafaţa scoarţei, sunt produse de vibraţii ale materiei prin dilatări şi contractări succesive, paralele cu direcţia de propagare a undelor; viteza de propagare este foarte mare - de cca 6-11 km/s, atât în mediile solide cât şi în cele lichide;

-*unde transversale sau unde secunde S*: sunt vibraţii ale materiei în sensul unei coarde, concentric dispuse în jurul hipocentrului, cu viteze de cca. 3,5-7,3 km/s, în funcţie de rigiditatea mediului în care se propagă; ele nu se propagă în medii lichide, iar la suprafaţa Pământului determină trepidaţii;

-*unde de suprafaţă, sau superficiale (Love şi Rayleigh)* sunt unde lungi, încete, care imprimă o mişcare de legănare a obiectelor de la suprafaţa Pământului, producând puţine pagube clădirilor;

-*unde gravitaţionale* au viteze de ordinul m/s şi se manifestă prin revenirea gravitaţională a particulelor deplasate prin translaţie la şocul seismic;

Mişcările particulelor materiale la suprafaţa Pământului în urma şocurilor seismice pot fi:

- *verticale* - se resimt în zona epicentrului şi au ca efect aruncare pe verticală a obiectelor;
- *orizontale* - se manifestă la distanţe mari, dau senzaţia de legănare şi au ca efecte înclinarea obiectelor şi arborilor;
- *de torsiune* - determină răsucirea obiectelor în jurul axei acestora.

Înregistrarea acceleraţiei absolute a solului se face cu ajutorul *accelerometrelor*, iar deplasarea relativă a sa se face cu ajutorul unui aparat numit *seismograf*. Acesta poate funcţiona pe principiul pendulului vertical sau orizontal conectat la un sistem inerţial de înregistrare a mişcării (mecanic sau optic), redând un grafic al mişcării: *seismograma* (după *Dragomir, B., P.*, 1994).

În funcţie de adâncimea hipocentrului seismele pot fi (după Dragomir, B.P., 1994):

-*superficiale* (au hipocentrul situat la adâncimi sub 10 km);

-*normale* (au hipocentrul aflat la adâncimi cuprinse între 10-60 km);

-*intermediare* (au hipocentrul situat la adâncimi cuprinse între 50-300 km);

-*adânci* (cu hipocentrul situat la adâncimi cuprinse între 300-700 km).

Seismele de pământ au un impact dublu: unul de mediu socio-economic (mari pierderi de vieţi omeneşti şi bunuri materiale) şi un impact direct sau indirect asupra formelor de relief şi a unor procese morfogenetice.

Unele dintre seismele care au produs pagube materiale şi un număr însemnat de pierderi de vieţi omeneşti a fost în secolul trecut la Tokyo (Japonia), în anul 1923 (100 000 morţi), Guatemala, 1972 (22 000 oameni dispăruţi) etc. Doi supravieţuitori ai cutremurului din luna septembrie de la Takas (estul Iranului) descriu astfel această manifestare telurică: *„Pământul s-a mişcat sub mine, deplasându-se într-un sens sau în altul precum*

valurile mării", iar celălalt relata *„Am văzut unții mişcându-se, apoi am fost desprins de pământ şi izbit"*. Odată cu distrugerea unor bunuri materiale au fost afectate şi situri culturale, istorice, arheologice, seismele constituind unul dintre marile riscuri care şi le asumă societatea omenească.



Figura 31. Urmările seismului ce a afectat oraşul Kobe, Japonia, 1993
(Sursa: www.seismo.unr.edu).

Pe celălalt plan al modificărilor în peisajul unor regiuni, seismele rămân în memoria Pământului prin producerea unor falii, care în timp, au devenit adevărate situri ştiinţifice şi chiar terestre.

Astfel sunt: *Falia San Andreas* (fig. 66), din vestul Americii de Nord, generată de cutremurul din 1906, care are o lungime de cca 600 km şi o înălţime de 6-9 m şi o decroşare de 6-8 m; falia din Insula Honda, din arhipelagul nipon (160 km lungime, 6 m înălţime); falia Cerdangului (Assan) lungă de 22 km şi cu o denivelare de 11 m etc.

Introducând o mare cantitate de energie în sistemul versanţilor, seismele declanşează producerea unor procese morfogenetice (prăbuşiri, alunecări de teren, rostogoliri) care pot modifica substanţial peisajul geomorfologic al regiunii respective. Reprezentativ este cutremurul din Chile (1960) care a generat în regiunea Cautin, prăbuşiri şi alunecări care afectează 220 km². În regiunea de ţărm seismele provoacă ruperea cordoanelor litorale, retrageri de faleze, scufundarea ţărmului. Cutremurul din Chile (1960) a provocat scufundarea ţărmului dintre Valdavia şi Insula Chilore (500 km) ceea ce a dus la acoperirea cu apă a unei fâşii litorale cu pe o lăţime considerabilă.

2.3.4. Mişcările seismice pe Glob şi efecte ale acestora

Studiile efectuate până în prezent referitoare la repartiţia geografică a cutremurelor au evidenţiat zone cu seismicitate accentuată şi zone cu seismicitate redusă (fig. 32).

Zonele seismice (după Dragomir B., P., 1994):

- 68% dintre cutremure au fost localizate în zona circumpacifică;
- 21% în zona mediteraneeană;
- 11% zona riftului Est-African şi zona riftului Atlantic

Zonele aseismice reprezintă zone cu seismicitate redusă, fac parte din regiuni stabile cum sunt vechile scuturi (platforme): Siberian, Baltic, Brazilian.

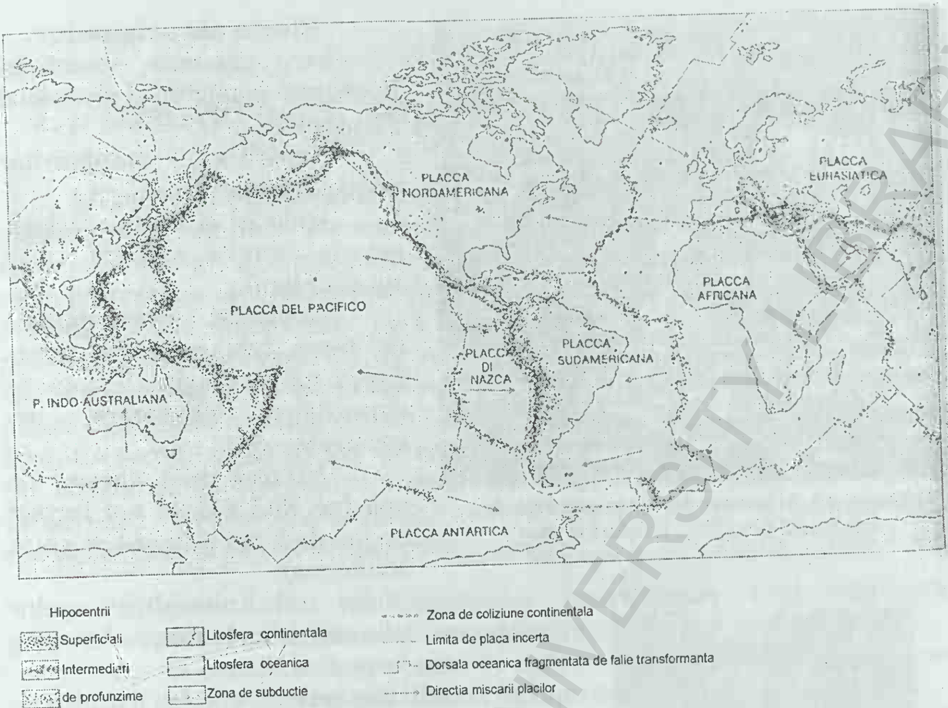


Figura 32. Repartiţia seismelor/cutremurelor pe glob
(după Accordi B. şi colab., 1997, p.230)

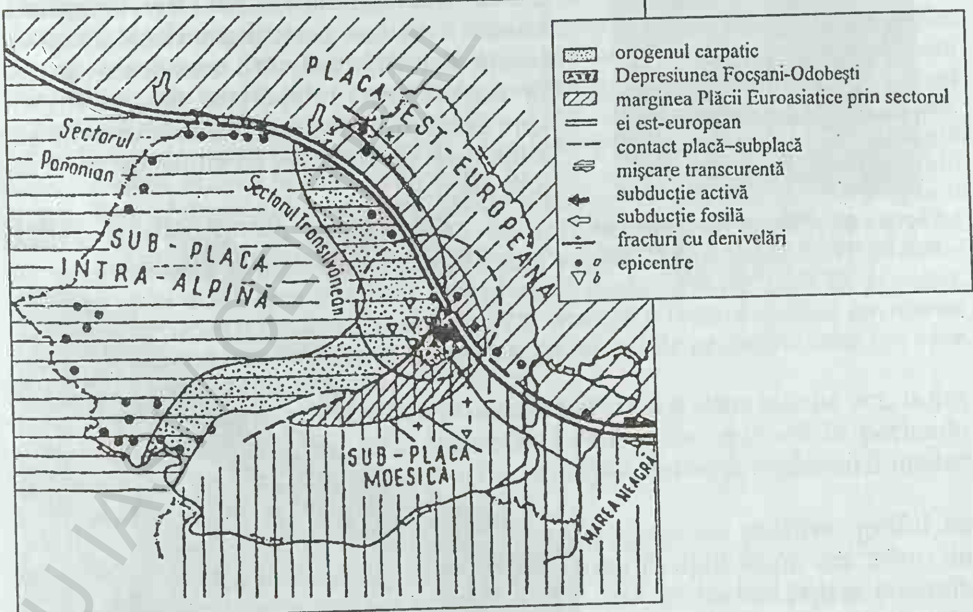


Figura 33. Încadrarea seismotectonică a României
(după Lăzărescu V., 1980)



Figura 34. Alunecare de teren generată de cutremurul Conchita, California 1995 *(Sursa: www.geohayards.cr.usgs.gov).*

Efecte ale seismelor:

-*efecte naturale*: schimbări în câmpul magnetic şi electric al Pământului.

-apariţia crăpăturilor adânci în scoarţa;

-ridicări şi scufundări ale scoarţei simţite mai intens în zonele litorale;

-deplasări gravitaţionale de teren (alunecări de teren, figura 34, prăbuşiri, lichefierea depozitelor aluvionare ne-coezive);

-bararea unor cursuri de apă (pe râul Zăbala s-a format un lac de 2 km lungime şi 40 m adâncime);

-modificări al nivelului apelor subterane de la câtiva cm la 1 m;

-avalanşe;

-falii (fig. 36);

-tsunami (valuri uriaşe, peste 30 m înălţime şi viteze de cca. 650-800 km/h, cu efecte distrugătoare greu de imaginat, uneori mult mai periculoase decât sesimul însuşi, datorită revărsării acestora pe uscat în zone foarte îndepărtate de epicentru: spre exemplu în Oceanul Pacific, valurile au atins 6-18 m înălţime, cu viteze de până la 800 km/h

-modificarea infrastructurii căilor de transport şi comunicaţii (fig.35).

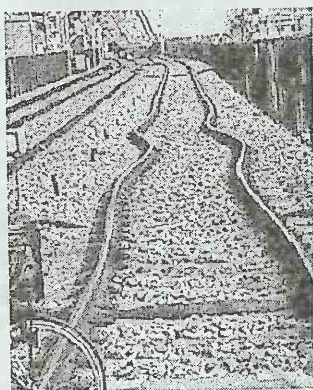


Figura 35. Deformarea şinelor de cale ferată datorită unui cutremur *(www.seismo.unr.edu)*

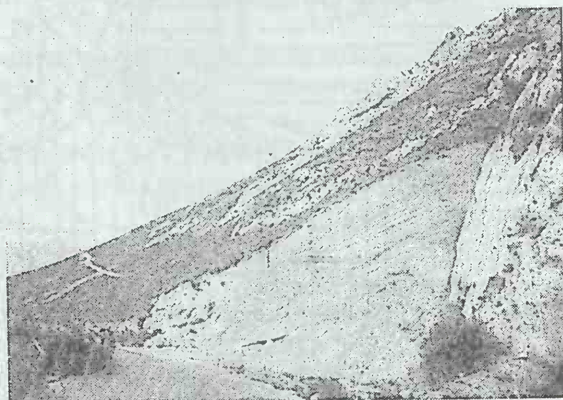


Figura 36. Falii seismogentice, Grecia *(foto D.Castaldini)*

2.4. MIŞCĂRI OSCILATORII ALE SCOARŢEI TERESTRE

Mişcările oscilatorii *sunt mişcări* ***lente*** *ale scoarţei terestre, pozitive sau negative, cu caracter discontinuu şi alternativ (mişcările epirogenetice -gr. Epeiros-platou, podiş), se manifestă simultan la nivelul scoarţei terestre cu predominarea unora sau a altora, probând o anumită periodicitate în manifestări, care le face corelabile la nivel global. Pot să producă schimbări repetate de sens şi deci schimbări radicale de facies continental-marin, iar amplitudinea lor pe verticală a atins 5-10 km, cu o viteză de ordinul a câtiva cm/an (Şeclăman şi al., 1999). Au fost remarcate încă din secolul al XVIII-lea iar cele direct observabile sau dovedite istoric (în zonele de ţărm) poartă numele de* ***mişcări neotectonice****. Ele se încadrează în cicluri geotectonice majore care includ, pe lângă mişcările epirogenetice, şi pe cele orogenetice.*

Pe glob dovezi ale mişcărilor neotectonice sunt remarcate preponderent în arealele litorale. Dovezi elocvente în acest sens sunt:

-coasta scandinavă care este în ridicare cu cca. 4 cm/an, în urma modificării echilibrului izostatic cauzat de topirea calotei glaciare nordice;

-templul lui Jupiter, situat in apropierea oraşului Napoli, Italia, în zona de ţărm (uscat), pe care la înălţimea de 3 m sunt urme de moluşte litofage-dovadă că nivelul mării a fost mult mai ridicat într-o anumită perioadă. *„La intoarcerea spre Puzzoli cunoscătorul caută templul lui Serapis aflat între şosea şi mare. Doar trei dintre coloanele sale au mai rămas în picioare. Locul care-l deţine în istoria artei nu este prea celebru, pentru istoria Pământului însă reprezintă enorm. Într-adevar, pe fiecare dintre cele trei coloane se pot vedea, până la 6 m deasupra solului şiruri de găuri asemănătoare cu cele pe care le sapă astăzi scoicile marine în lemn sau piatra. Aşadar, de când a fost contruit şi până acum, tempul a stat sub apă. Oare nivelul mării s-a ridicat atât de sus şi apoi a coborat atât de jos, sau s-a lăsat şi s-a ridicat limba mică de pământ pe care stă templul? Cercetarea atentă a locului pledează pentru a doua ipoteză. Nu Oceanul Planetar este acela care a suferit schimbări ci numai o mică fâşie de pământ. Odată, în decursul a două mii de ani, scoarţa terestră a respirat adânc, iar marea eternă a înaintat mai întâi, apoi s-a restras ca un val de pe pieptul unui om care face baie"* (Cloos, 1969, pag. 31).

-în zona lagunei Venezia subsidenţa naturală a atins rate de cca. 0,5-3 mm/an în Cuaternar (fig. 38), dar această rată a fost dublată în perioada 1950-1970 şi de influenţa antropică (în principal datorită exploatarii apelor subterane odată cu dezvoltarea industriei);

-în România, în urma mişcărilor epirogenetice pozitive, golful ce adăpostea Cetatea Enisala (fig. 37, port la Marea Neagră acum cca. 2600 de ani), a început să se colmateze cu aluviuni fluviale, închizând ieşirea acesteia la Marea Neagră, determinând astfel poziţia sa astazi, la o distanţă mare de ţărm, separată de acesta printr-un istm (cordon litoral) şi lacul Sinoe.



Figura 37. Imagine satelitară cu amplasarea Cetătii Heracleea, odinioară port la Marea Neagră, astăzi la distanţa de Marea Neagră *(sursa: http://www.romanianlands.com/wp-content/uploads/2007/09/enisala1339.jpg)*



Figura 38. Evidenţa mişcărilor epirogenetice negative, oraşul Venezia scara şi partea bazală a uşii sunt actualmente sub apă, în momentul construcţiei edificiului erau deasupra apei.

Principala consecinţă a mişcărilor epirogenetice este: *modificarea liniei de ţărmului ca urmare transgresiunii respectiv regresiunii marine (fig. 37).*

Transgresiunea marină este efectul mişcărilor epirogenetice negative, iar expresia sa este aceea că apa mării invadează uscatul. Are loc *„distrugerea”* ţărmului şi lărgirea platformei continentale. *Regresiunea marină* are loc din cazul mişcărilor epirogenetice pozitive, când uscatul se ridică şi determină retragerea apei mării.

Chiar dacă aceste mişcări osilatorii nu generează forme de relief specifice, impactul lor asupra unor geosituri din zona litoralului este evident.

Astfel, prin ridicarea nivelului apei, ca urmare a transgresiunii o parte a ţărmului este invadată de apă, ceea ce duce la scufundarea unor geosituri naturale sau antropice, istorice, culturale etc (fig. 37, 38).

3. CONŢINUTUL LITOLOGIC ŞI STRUCTURAL AL GEOSITURILOR

Marea varietate a formelor de relief întâlnite astăzi este rezultatul conlucrării unui complex de factori. Unul dintre aceştia este roca, care constituie suportul pe care iau naştere şi se dezvoltă diferite forme de relief.

Scoarţa terestră este alcătuită din mai multe tipuri de roci cu însuşiri caracteristice, ceea ce face ca ele să se comporte diferit la acţiunea agenţilor modelatori subaerieni. Rezultatul este marea varietate a formelor de relief întâlnite astăzi la suprafaţa Pământului.

În funcţie de proprietăţile lor rocile se comportă diferit în aceleaşi condiţii climatice, după cum în condiţii climatice diferite aceeaşi rocă reacţionează altfel la acţiunea agenţilor externi. Dintre proprietăţile care determină reacţia rocilor la acţiunea agenţilor modelatori amintim: coeziunea, masivitatea, omogenitatea, permeabilitatea, solubilitatea şi plasticitatea.

Rocile, caracterizate prin însuşirile de mai sus, au fost împărţite în funcţie de rezistenţa lor la eroziune în următoarele categorii:

-roci foarte rezistente: cuarţite, bazalte. Relieful format pe ele se caracterizează prin creste, abrupturi, martori de eroziune;

-roci rezistente: granitul, porfirele, aplitele, calcarele silicioase, dolomitele, gresiile foarte compacte cu ciment cuarţos. Formele de relief în acest caz, sunt semeţe, evidenţiindu-se abrupturile şi crestele.

-roci moderat rezistente: calcare, gresii, conglomerate, brecii, şisturi argiloase. Formele pozitive sunt mai puţin pregnante şi este prezent relieful carstic (pe calcare).

-roci cu o rezistenţă relativ redusă: calcare cochilifere, marne, gresii necompacte, conglomerate slab cimentate. Relieful are un aspect haotic, predomină formele negative.

-roci cu rezistenţă redusă la eroziune: argila, nisipul, loessul, creta.

3.1. ROCI MAGMATICE

Rocile magmatice, în general, se caracterizează prin heterogenitate (mineralogică), coeziune bună, masivitate, ceea ce le conferă o rezistenţă ridicată la acţiunea agenţilor şi proceselor geomorfologice. Punctele lor slabe sunt date de sistemul de diaclaze şi fisuri (ca urmare a răcirii lor şi a rigidităţii). Procesele geomorfologice cele mai active în aceste roci sunt dezagregarea şi alterarea.

Ignimbritele (tufuri sudate, fig. 41) - sunt cenuşe vulcanice sudate în timpul exploziilor, au culoare cenuşie sau verzuie, structură sticloasă şi textură masivă.

Geositul Bagnoregio (fig. 42), provincia Lazio, Italia, oraş medieval amplasat pe un promontoriu alcătuit din nivele de piroclastite, este denumit şi *„dying town"*, datorită alunecărilor de teren care afectează drastic versanţii.

Procesele morfogenetice importante în modelarea ***rocilor granitice*** (*N. Josan şi colab. 1996*) sunt:

-dezagregarea, foarte activă în zona munţilor înalţi, cauzată de variaţiile de temperatură prin îngheţ-dezgheţ, generează predominant forme de relief ascuţite: pereţi verticali, creste, turnuri etc. Granitul este o rocă impermeabilă datorită lipsei fisurilor în rocile nealterate sau datorită argilelor care le "căptuşesc" la suprafaţă (rocile alterate).

-alterarea chimică, prin descompunerea feldspaţilor sodici şi a biotitului, duce la formarea *arenei granitice.* În regiunile temperate, în cazul platourilor înalte, predomină eroziunea liniară, rezultând văi cu profil îngust şi versanţi cu aspect convex. În condiţiile climatului subtropical şi mediteraneean rezultă văi largi, cu profil concav, excavaţii numite *taffoni* (fig.44). În Romania, se remarcă relieful pitoresc dezvoltat pe granite în Dobrogea de Nord (Parcul Naţional Munţii Măcinului etc).

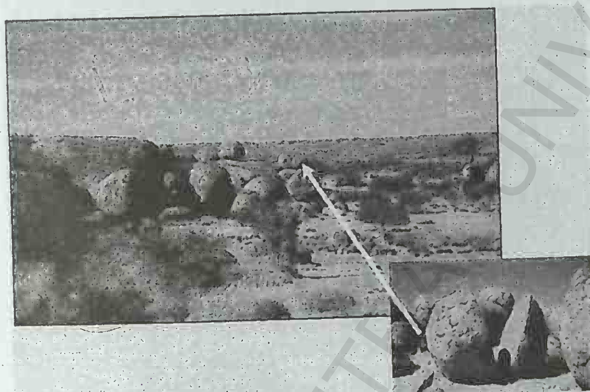


Figura 39. Granite sferoidale, "devil's marbles", Australia *(foto D. Castaldini).*

Un geosit de interes internaţional este *Giant's Causeway* (Irlanda de Nord, fig. 47), structură bazaltică de ţărm (ţărmul nordic al Irlandei) alcătuită din cca 40 000 de coloane de coloane de bazalt hexagonale alipite, cca 460 mm diametru şi înălţimi care variază între 1-2 m.

Modelarea platourilor vulcanice. Platourile bazaltice sunt foarte rezistente la eroziune, dar reţeaua hidrografică instalată pe fisuri şi crăpături va crea văi adânci cu numeroase rupturi de pantă iar interfluviile vor fi prelungi. În cazul în care eroziunea atinge stratele de roci mai moi de sub pătura de lavă solidificată, văile devin mai largi, versanţii evoluează rapid şi apar văile secundare. În acest caz interfluviile sunt foarte fragmentate, rămân un timp ca platouri mici şi izolate numite *messa* în Mexic, ca să dispară cu timpul orice urmă a platoului vulcanic.

Activitatea vulcanică crează geosituri (ex. aparate vulcanice, fig 43, etc) sau duce la distrugerea unor geosituri.



Figura 40. Cascada Iguaçu pe fluviul Parana
(commons.wikimedia.org/wiki/File:Foz_de_Igua%C...)



Figura 41. Vulcanul Poas, Costa Rica. Nivele de piroclastite şi lacul cu fumarole.
(http://www.nomadicmatt.com/images/weeklyphoto)



Figura 42. Nivele de piroclastite *la Bagnoregio, provincia Lazio, Italia,* (*sursa:* http://www.paradoxplace.com/Perspectives/Rome%20&%20Central%20Italy/Bagnoregio)



Figura 43. *Creasta Cocoşului* din Munţii Gutâi, Maramureş

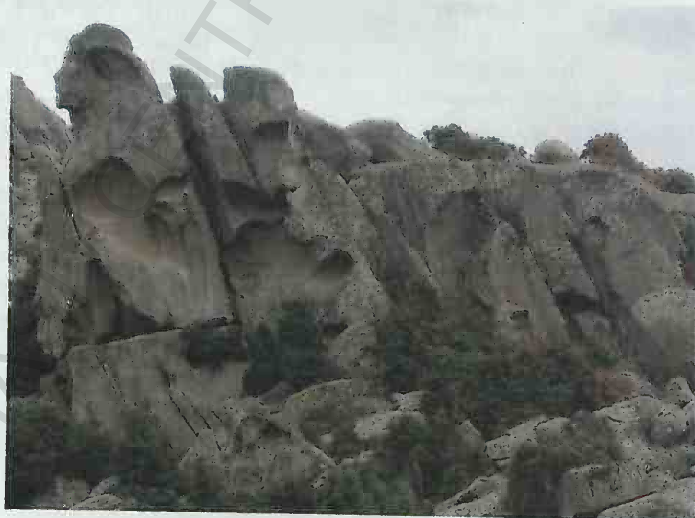


Figura 44. Taffoni (Sardinia, Italia)



Figura 45. Tărmul Nordic al Sardiniei, dezvoltat pe roci granitice.



Figura 46. Parcul Yosemite, SUA. Relief modelat pe granite *(foto Cezar Morar)*

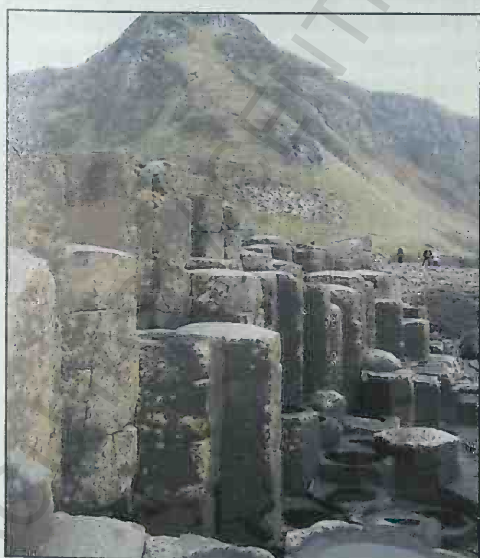


Figura 47. Irlanda de Nord, Coloanele de bazalte din Parcul Giant's Causeway. *(sursa: http://www.flickr.com/photos/amberlicious/120637258/)*

3.2. ROCI SEDIMENTARE

Rocile sedimentare sunt acumulări de minerale cristaline sau amorfe, formate prin procese de dezagregare şi alterare a rocilor preexistente, procese de precipitare chimică/biochimică, transportul materialului şi acumularea acestuia în bazine de sedimentare, diageneza sedimentelor etc. În general, rocile sedimentare se caracterizează prin stratificaţie (sunt dispuse în pături sau strate mai mult sau mai puţin paralele) şi prin conţinutul de fosile (resturi de organisme animale sau vegetale, de regulă contemporane cu formarea rocii în care s-au conservat).

Rocile sedimentare se prezintă de obicei sub formă de strate, dar mai pot apare ca şi lentile, concreţiuni etc şi pot fi recunoscute după *componenţii lor, textură, structură* şi *culoare*. Sunt alcătuite din fragmente de roci provenite din dezagregarea rocilor preexistente (litoclaste), din minerale, din materie organică (cochilii, spiculi de spongieri, resturi vegetale ş.a). Un rol important în „*comportarea*" rocilor sedimentare vis a vis de acţiunile agenţilor externi îl are cimentul care leagă particulele de material. Aceasta poate fi, din punct de vedere a compoziţiei: silicios, calcaros, glauconitic, limonitic, argilos ş.a.

O altă caracteristică a rocilor sedimentare este *structura* care se referă la aranjamentul în spaţiu al particulelor componente. Suprafeţele de start au o structură internă (primară/sindepoziţională sau secundară/ postdepoziţională) şi una superficială. Structurile primare sunt reprezentate de stratificaţie.

Textura este o altă particularitate a acestei categorii de roci, care reprezintă modul de prezentare al particulelor în interiorul lor. Dintre elemente texturale *granulometria* interesează în mod deosebit procesele morfogenetice. Sub acest aspect rocile sedimentare se împart în (după *DragomirB.P. şi Androhovici A.*, 1995): *rudite (psefite)* -diametrul peste 2 mm; *arenite (psamite)* -diametrul între 0,06-2 mm; *silturi (aleurite)* - diametrul între 0,063-0,004 mm; *lutite (pelite)* -diametrul sub 0,004 mm.

Rocile sedimentare sunt formate din materialul rezultat în urma dezagregării rocilor preexistente (magmatice, metamorfice sau chiar sedimentare), material care a fost transportat ulterior de către diferiţi agenţi transportatori (gravitaţional, apă, vânt). După starea materialului rezultat în urma dezagregării, transportului şi depunerii, acestea se clasifică în:

-*roci sedimentare mobile* (grohotiş, pietrişuri şi bolovănişuri, nisipuri, praf, mâluri, nămoluri);

-*roci sedimentare cimentate* (brecii, gresii, loess conglomerate, argile).

Grohotişul este format din fragmente de roci angulare (colţuroase), de mari dimensiuni, provenite din dezagregarea rocilor preexistente. Formează depozite cum ar fi cele ce se întâlnesc frecvent în zona muntoasă, la baza pereţilor abrupţi (conuri şi trene de grohotiş, râuri de pietre) cu o mare răspândire în: Munţii Făgăraş, Munţii Piatra Craiului (fig. 54) etc.

Conglomeratele sunt formate din pietrişuri şi bolovănişuri consolidate în mediul acvatic. Culoarea lor variază în funcţie de liant: cenuşii, verzui, roşietice, negricioase etc. Fragmentele rotunjite sau semirotunjite de cuarţite, şisturi verzi, granite etc, sunt prinse într-un liant care poate fi: calcaros, silicios sau argilos. Conglomerate oligomictice cuarţoase se întâlnesc la: Şoimi-Urviş (Bihor); conglomerate cu elemente de şisturi verzi amintim la: Culmea Pleşului (Tg. Neamţ), în Munţii Bucegi (fig. 55 şi 56), Ceahlău (fig. 48) etc.

Conglomeratele imprimă reliefului o anumită direcţie de evoluţie. Formaţiunile conglomeratice sunt permeabile, absorb apă provenită din precipitaţii, o îndrumă spre bază, unde formează un bogat strat acvifer din care se alimentează izvoarele. Reţeaua hidrografică de suprafaţă este rară, în consecinţă şi eroziunea fluvială este redusă. În spaţiile montane înalte apare un relief rezidual fromat din turnuri, colţi, ciuperci în formarea cărora rolul principal revine umidităţii, îngheţ-dezgheţului etc. Aceste procese determină desprinderea galeţilor din matricea lor. Apa impregnează cimentul, mai ales dacă acesta este grezos, argilos sau calcaros, conferind un mediu fizico-chimic prielnic desprinderii galeţilor din matrice.

Consistenţa diferită a orizonturilor conglomeratului (în funcţie de natura şi mărimea galeţilor, de natura cimentului etc), unele dintre fisurile din masa rocii (care sunt căi de pătrundere a apei), poziţia pe creasta sau pe versanţi, procesele de gelifracţie şi de disoluţie, explică ciudăţeniile reliefului ruiniform, specific masivelor formate pe conglomerate, cu denumiri de *colţi*: Colţii Babei-turnuri „de cetate" de 80-90 m; Colţii Zăganului (fig. 49) - coloane şi turnuri despărţite prin şei bine conturate; *„ţigăi"*: *Ţigăile* din Munţii Ciucaş (fig. 50)–ce apar în relief sub forma unor coloane unite la bază, etc. Pe versanţii abrupţi iau naştere: *„contraforturi"*- sub vârful Gropşoare, Colţii Nitrii etc; *poliţe structurale*: Stânca Vulturilor (din Culmea Zăganu); *coloane verticale*: Mâna Dracului (fig. 51), o stâncă de 40-50 m asemănătoare cu 5 degete înmănunchiate); formaţiunea *„Babele la sfat"* (fig. 52): o stâncă în care şanţurile de eroziune şi firidele de coraziune au străpuns stânca în câteva locuri, formând ferestre şi detaşând coloane cu siluete ciudate; *Ciupercă* (între Ţigăile Mari şi Babele la sfat); Sfinxul din Bratocea; Turnul Goliat (fig. 53) etc.

Produsele rezultate prin dezagregare, disoluţie sau eroziune, sunt antrenate prin rostogolire sau prăbuşiri pe versanţi, acumulându-se la baza lor, unde formează conuri de grohotiş, trene de grohotiş (fig.54) sau blocuri masive izolate.

Gresiile sunt arenite consolidate de culoare albă, cenuşie, brună, verzuie etc. Textura este granulară, pot prezenta structuri stratificate, uneori cu hieroglife (mecanoglife, bioglife). Liantul poate să fie: *silicios (cuarţ, calcedonie, opal), calcaros, oxidic (limonit, hematit, fosfatic).*

Relieful dezvoltat pe conglomerate şi gresii: în funcţie de mărimea particulelor componente, natura liantului, dispunerea structurală, permeabilitate, prezenţa fisurilor şi fracturilor, prin dezagregare şi alterare poate rezulta un relief dezvoltat pe astfel de roci, marcat prin versanţi

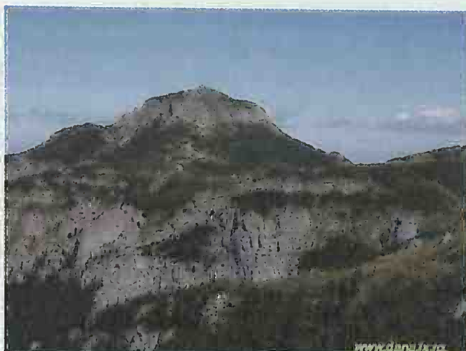


Figura 48. Vârful Toaca din Munţii Ceahlău. *(http://www.dana.acvaria.com/2006-toaca2.jpg)*



Figura 49. *Colţii Zăganului* din Munţii Ciucaş *(sursa: http://alpinet.org/foto/2008)*



Figura 50. *Ţigăile* din Munţii Ciucaş. *(sursa: http://alpinet.org/foto/2009/06/23)*



Figura 51. *Mâna Dracului* din Munţii Ciucaş. *(sursa: www.panoramio.com/photo/15549746)*

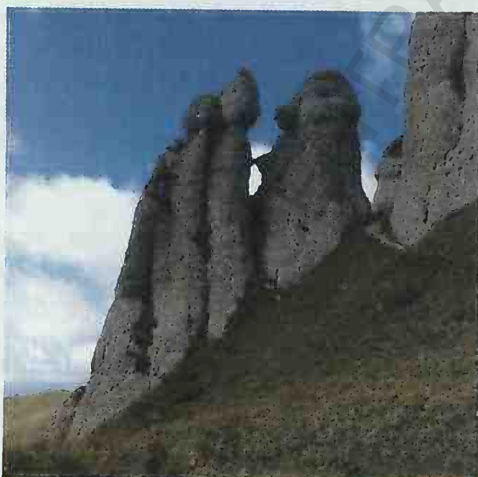


Figura 52. *Babele la sfat* din Munţii Ciucaş. (sursa: http://seneka.ro/alex/wordpress/wp-content/uploads/2008/09/10babele_la_sfat.jpg)

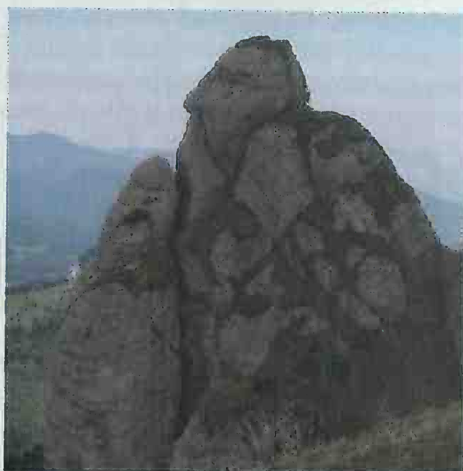


Figura 53. *Turnul Goliat* din Munţii Ciucaş. (sursa:http://img.carpati.org/users/gi/gigi/gigicepoiu/editor/Ciucas/1221743102_15.jpg)

convecşi cu energii de relief mari. În cazul în care pachete de gresii alternează cu strate de roci cu rezistenţă diferită (ex. roci mai moi: argile, marne) apar poliţe structurale. Între procesele active se remarcă meteorizaţia care are un pronunţat caracter selectiv.

Geosituri, cu importantă valenţă ştiinţifică, estetică, didactica, dezvoltate pe conglomerate şi gresii sunt: Sfinxul (fig. 56) şi Babele (fig. 55) din Munţii Bucegi, Râpa Roşie (fig. 57), jud Alba- *„râurile pământului....dezvoltate în argile roşii”* (Blaga L, 2006, p.565) etc

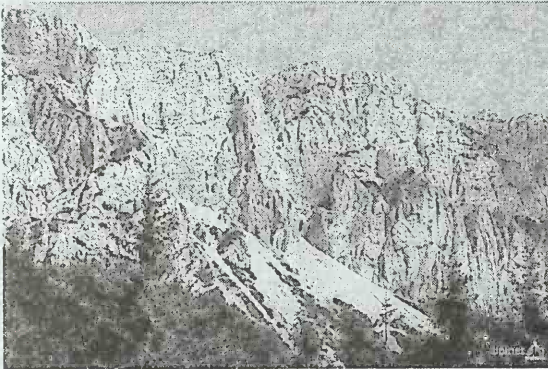


Figura 54. Munţii Piatra Craiului – trene de grohotiş *(sursa: http://alpinet.org/foto/2009)*

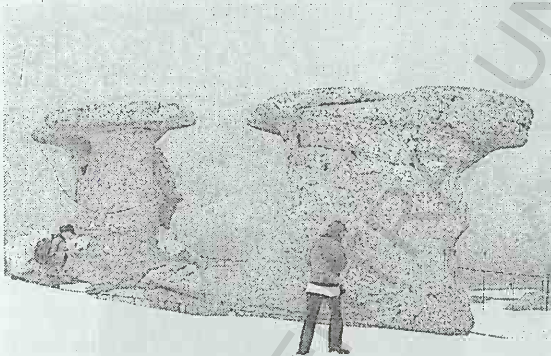


Figura 55. *Babele* din Munţii Bucegi

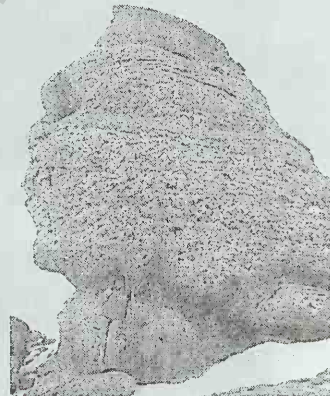


Figura 56. *Sfinxul* din Munţii Bucegi



Figura 57. *Râpa Roşie* (jud Alba). Relief dezvoltat pe microconglomerate.

Nisipul este un arenit (psamit) liber, cu varietate coloristică mare (albă, cenuşie, galbenă, roză, roşietică, verzuie, neagră), format din fragmente fine (φ=2,000-0,063 mm), alcătuit din acelaşi mineral (oligomictice) sau din minerale diferite (polimictice), *stratiform, lentiliform*, însă poate avea şi *stratatificaţie încrucişată* (delte, dune).

După geneză, fracţiunea arenitică poate fi: *mecanică, clastică, chimică* şi *biotică.*

După *origine* nisipurile pot fi:

-*marine:* au gradul de rulare variabil, sortarea bună, frecvent conţin bioclaste, formează dune, plaje, cordoane litorale;

-*fluviatile*: granulele sunt semirotunjite, sortarea este slabă, apar în albiile şi terasele râurilor;

-*eoliene*: granule rotunjite, sortare foarte bună, formează dunele eoliene (fig. 58).

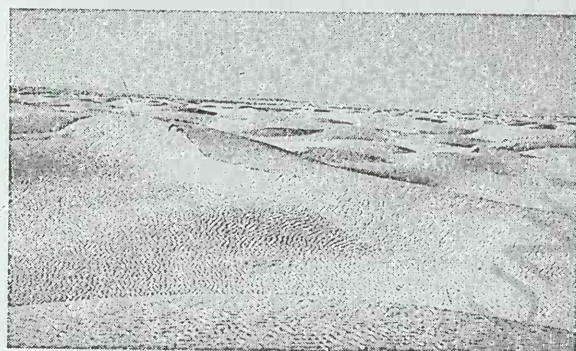


Figura 58. Sahara. Dune de nisip *(foto D. Castaldini).*

Relieful dezvoltat pe nisipuri. Datorită gradului ridicat de permeabilitate, se asigură o circulaţie intensă a apelor în interiorul acestora, faţă de partea superficială unde circulaţia apei este intermitentă (*Josan, N., , Petrea D., Petrea Rodica,* 1996), are loc un proces de cimentare concreţionară a particulelor de nisip, rezultând *trovanţii sau bălătruci (fig. 59).*

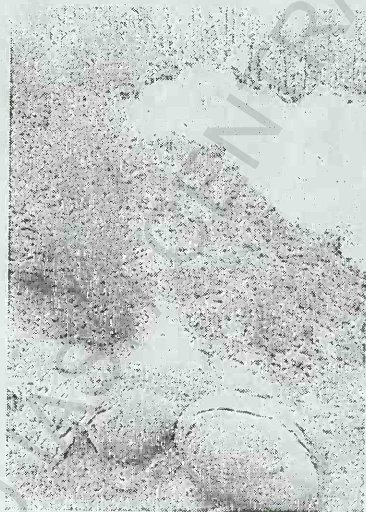


Figura 59. *Trovanţi* la Costesti – Argeş.



Figura 60. *Piramide coafate* la Val di Cembra – Trentino, Italia.

În zonele temperate umede prezența covorului vegetal și a solului asigură aspectul larg și neted al interfluviilor, văile sunt largi, versanții slab înclinați. Nisipurile silicioase sunt foarte mobile generând procese de creep (deplasarea lentă particulă cu particulă a depozitelor superficiale de pe terenurile în pantă) active. Când în masa nisipurilor sunt intercalații de pietrișuri, gresii sau conglomerate, prin procesele de șiroire vor forma *piramidele de pământ (piramide coafate, fig. 60).*

Loessul - este un aleurit (siltit) consolidat, rezultat din acumularea prafurilor. Este o rocă nestratificată, poroasă, coezivă, friabilă, cu aspect masiv, de culoare gălbuie, brun-roșcată iar textura este granulară. Principalele minerale componente sunt: *cuarțul* (20-70 %) și *feldspații* (20-40 %), la care se adaugă: *mice, minerale argiloase, amfiboli, piroxeni, calcit.*

Relieful dezvoltat pe loess (după Nicolae Josan și colab. 1996) se caracterizează prin interfluvii netede și văi cu versanți verticali. Procesele morfogenetice importante în modelarea reliefului pe loessuri sunt:

-*surparea* datorită fisurilor verticale care apar în timp va produce desprinderi din versanții văilor sau prăbușiri subterane;

-*tasarea* determină formarea unor mici depresiuni ovale numite crovuri, a căror dezvoltare și unificare în timp poate duce la apariția padinelor;

-*sufoziunea* duce la apariția unor goluri subterane: hornuri, hrube, pâlnii respectiv văi sufozionale.

În podișul Ordos (China), loessul are grosimi de câteva sute de metri. Este o lume fascinantă pe care *Gh. Neamu* (1977) o prezintă astfel: *„...un relief, asemănător în multe privințe cu un podiș calcaros. Platouri imense de lut galben, dislocate unele din altele, crează defilee, piramide coafate, turnuri de cetate, văi oarbe, dând regiunii un aspect bizar". „..pretutindeni loessul dezgolit de haina vegetală iți crează impresia unui semideșert.."...Multe ape nu mai ajung să se verse în râul colector, pierzându-și apa în găuri adânci, sub formă de avene, în fața unor pereți prăpăstioși"*. Rețeaua hidrografică din loess este dezorganizată, asemănător celei din calcar, ea dând naștere unui pseudocarst numit *clastocarst.*

Argila este un lutit (pelit, diametrul particulelor este sub 0,004 mm) format din minerale argiloase (*caolinit, montmorillonit, clorit*) etc.

Culoarea rocii poate fi: cenușie-vineție, galben-brună, neagră; iar permeabilitatea efectivă este nulă după atingerea gradului de saturație. Argila este stratificată, uneori lentiliform, în alte roci sedimentare, are aspect pământos, unsuroasă la pipăit, se zgârie cu unghia și spărtura este netedă.

Relieful dezvoltat pe argile și marne. Alunecările și șiroirile sunt procesele morfogenetice care duc la evoluția rapidă a versanților constituiți din astfel de roci. Șiroirile crează relieful de tip *"bad-lands"* (fig. 62 și 63, pământuri rele) în condițiile unui covor vegetal sărac și a ploilor torențiale. Acest tip de relief poate fi întâlnit frecvent în Muntii Apenini (Italia), asemănător unui peisaj selenar al bad-lands-urilor, cum este cel străjuit de castelele medievale Canossa (fig. 61) și Rosella, amplasate împrejur, pe promontorii ofiolitice.



Figura 61. Canossa (Italia) – Castelul amplasat pe ofiolite şi relief de tip bad-land.



Figura 62. Canossa (Italia) – relief de tip bad-land.



Figura 63. Canossa (Italia) – relief de tip bad-land.

3.3. ROCI METAMORFICE

Rocile metamorfice sunt rezultatul transformării, în stare solidă, a rocilor preexistente (magmatice, metamorfice, sedimentare), datorită temperaturilor şi presiunilor ridicate, precum şi a agenţilor chimici. Rocile preexistente suferă recristalizări, schimbarea compoziţiei mineralogice şi chimice, formarea de structuri şi texturi caracteristice. Principala caracteristică texturală a rocilor metamorfice este *şistuozitatea,* care reprezintă proprietatea acestor roci de a se desface în foi când sunt supuse presiunilor. Există însă roci metamorfice, cum este gnaisul, care are o textură rubanată.

Rocile metamorfice se prezintă sub formă de corpuri stratiforme, lenticulare, neregulate. În funcţie de locul şi procesele care se produc metamorfismul, acesta poate fi:

-de contact -se produce în spaţiile din apropierea unui bazin magmatic. Metamorfozarea se realizează datorită în principal temperaturilor înalte şi agenţilor mineralizatori, presiunea având un rol redus. Rocile rezultate sunt *corneenele* şi *skarnele, marmurele de contact.*

-dinamo-termic (regional) se produce sub influenţa temperaturii şi presiunilor *orientată* (stress-ului) şi *litostatică.*

-dinamic se produce sub influenţa mişcărilor puternice de forfecare a scoarţei, a temperaturii şi presiunii litostatice scăzute, ceea ce a duce la zdrobirea, sfărâmarea şi cataclazarea rocilor preexistente. În timpul acestui tip de metamorfism se formează: *milonite, cataclazite* etc.

Metamorfismul se manifestă prin deformarea mineralelor, re-cristalizarea lor totală sau parţială, rezultatul fiind şisturile cristaline. Astfel, sunt: *şistul sericitos* de culoare cenuşie, argintie,format prin metamorfozarea unor roci sedimentare pelitice (argiloase, argilo-nisipoase), cu structura lepidoblastică, textură şistoasă, lamelară. *Şistul cloritos* de culoare verde, este un produs al metamorfozării unor roci sedimentare pelitice sau a unor roci magmatice bazice şi ultrabazice. *Şistul grafitos* de culoare cenuşie închisă-neagră, textura şistoasă, lamelară sau masivă, iar structura este granoblastică.

Dintre *procesele geomorfologice* cu un impact deosebit pe aceste roci amintim meteorizarea, atât cea fizică cât şi cea chimică. Posibilitatea infiltrării apei pe planurile de şistuozitate favorizează gelifracţia, foarte activă în zonele montane înalte, unde aceste roci nu vin în contact direct decât cu atmosfera. De asemenea, variaţiile diurne de temperatură constituie un alt mod de *„distrugere"* a şisturilor cristaline. Formele de relief rezultate pe şisturi cristaline -în zona munţilor înalţi- sunt foarte spectaculoase, îmbrăcând aspecte foarte variate (fig. 64): creste, colţi, ace, turnuri, strungi. Rezultatele proceselor de meteorizare dau naştere câmpurilor de pietre alcătuite din fragmente de rocă cu suprafeţe netede.



Figura 64. Chamonix-Mont Blanc-Geopeisaj din Munţii Alpi. Relief dezvoltat pe roci metamorfice.



Figura 65. Geopeisaj din Munţii Făgăraş (sursa: *http://ionut.menshealth.ro/*)



Figura 66. Gnaisul de Cozia (Parcul Naţional Cozia), mănastirea Cozia *(sursa: http://www.episcopia-ramnicului.ro/)*

Dintre rocile metamorfice *cu un grad înalt de metamorfism* amintim:

Calcarul cristalin (Marmura) formată prin metamorfozarea calcarelor, are culoare albă (atunci când este pură), cenuşie, roşie, neagră, textura este masivă, uneori rubanată, slab şistoasă.

Cuarţitul este de culoare alb-cenuşie, până la neagră, s-a format prin metamorfozarea unor depozite pelitice silicioase (gresii silicioase, nisipuri cuarţitice, textură masivă sau rubanată. Cuarţitul este foarte rezistent la alterare, dar prezintă unele „slăbiciuni" la dezagregare. În general, cuarţitul este o rocă dură, foarte rezistentă la acţiunea modelatorilor externi.

Văile modelate pe aceste roci au versanţi cu înclinări mari sau chiar abrupţi, dar, în general, instabili datorită prezenţei gelifractelor. În general, pe şisturi cristaline, se întâlnesc unele dintre cele mai interesante geosituri datorită configurării formelor de relief. În cazul masivelor muntoase ample, alcătuite predominant din şisturi cristaline apare un geopeisaj specific, cu o mare atractivitate turistică. Spre exemplu, în Munţii Făgăraş (fig. 65), unde acţiunea combinată în timp a proceselor de meteorizare, gheţarilor şi apei, pe un substrat format preponderent din roci metamorfice, a dat naştere unuia dintre cele mai pitoreşti geopeisaje montane din România.

Micaşistul are culoare cenuşie, uneori cu nuanţe argintii, verzui, roşii; textura este şistoasă, structura lepidoblastică.

Gnaisul este de culoare roşcată, argintie, verzuie şi are o textura masivă, lenticulară sau rubanată. S-a format prin metamorfozarea unor roci magmatice (ortognaise) şi sedimentare (paragnaise). Datorită compoziţiei feldspatice, a structurii granulare şi şistuozităţii mai reduse, cursurile de apă dezvoltă în astfel de roci văi profunde cu versanţii foarte înclinaţi, convecşi iar formele de relief se caracterizează prin masivitate. Prin alterarea intensă a feldspaţilor din compoziţie se formează argile.

Agenţii externi au creat forme de relief interesante, adevărate geosituri: gnaisul ocular de Cozia cu mănastirea Cozia (fig. 66, ctitorie a lui Mircea cel Bătrân 1388, monument de artă medievală si arhitectură).

3.4. RELIEFUL DEZVOLTAT PE STRUCTURI ORIZONTALE ŞI MONOCLINALE

Am arătat că un geosit este rezultatul acțiunii modelatoare a unuia sau mai multor agenți subaerieni asupra unei mase de material. Desigur, rolul principal îl are „consistența" masei de material, expresie a caracteristicilor rocilor care o alcătuiesc, dar nu trebuie neglijate nici dispunerea în strate, mai cu seamă a formațiunilor sedimentare. Această dispunere în straturi (structura rocilor) „intervine" în procesul modelării formelor de relief prin alternanța unor roci cu comportament diferit față de agenții externi, favorizând eroziunea diferențială. În aceste condiții apar forme de relief specifice fiecărui tip de structură şi totodată „se nasc" geosituri deosebit de interesante. În scoarța terestră stratele de roci se pot păstra în forma în care sedimentele s-au acumulat (structuri orizontale), alteori ele au fost basculate (structuri monoclinale), îndoite (structuri cutate) sau au fost rupte (structuri faliate sau fracturate).

3.4.1. Structuri orizontale

Cele mai caracteristice forme de relief dezvoltate pe strate orizontale apar în cazul alternanței de strate de roci cu rezistență diferită la eroziune. Stratele de roci mai dure se păstrează mai bine şi pe suprafața lor se pot dezvolta interfluvii largi şi netede sau polițe structurale.

Văile modelate în asemenea structuri sunt *simetrice şi versanții în trepte* cu rezistență diferită.

Unele dintre cele mai spectaculoase geosituri de pe Pământ sunt canioanele modelate în structuri orizontale în care există o alternanță de strate cu rezistență diferită la eroziune. Cel mai expresiv este Grand Canyon (fig. 69, Marele Canion)–are adâncimea maximă de 1800 m; format în Pleistocen, în zona de maximă ridicare a Podişului Colorado. Podişul Colorado s-a format prin depunerea pe grosimi foarte mari (1800-300 m) a unui complex de strate necutate ce acoperă fundamentul cristalin. Formațiunile mezozoice şi eocene aflorează în trepte şi poduri izolate de tip messas. Aspectul morfologic actual este dat de alternanțe de depozite orizontale mai rezistente, care dau abrupturi şi a celor mai friabile, care au dus la formarea de pante domoale. Morfologia actuală este opera eroziunii liniare a fluviului Colorado şi afluenților săi. Alături de acesta dezagregarea este foarte activă şi determină retragerea versanților. Peisajul are un colorit deosebit ca urmare a unei succesiuni de granite roşcate (triasice), verzui deschis şi albe (jurasice); strate gălbui deschis şi albe (cretacice), depozite portocalii deschis (terțiare).

„Suprafața de denudație de 1500-2000 m este dominată de numeroşi martori. Versanții sunt fragmentați în forme bizare, un labirint de poduri,

săgeţi, turnuri, piramide, alternând cu trepte structurale. Fluviul Colorado (2900 km lungime, 500 000 km^2 suprafaţa bazinului, are un debit redus. În urma topirii zăpezilor, nivelul său se ridică cu 15-18 m deasupra nivelului mediu. Panta văii este accentuată (15 ‰) iar viteza de scurgere mare (40 km/h)deasupra nivelului mediu." (Cloos H., 1969)

Versanţii - în cazul rocilor dure, omogene, sunt abrupţi, iar în cazul alternanţelor de roci cu durităţi diferite sunt complecşi. În lungul lor, eroziunea diferenţiată a creat trepte structurale "*brâne*" pe stratele dure, respectiv "*surplombe*" în stratele moi.

Un geosit de importanţă internaţională este „*Canionul Bryce*" (SUA, fig. 67), reprezentat de o serie de amfiteatre naturale, unele cu adancimi ce depăsesc 150 m. Altitudinea ajunge la 2750 m, zona fiind denumita „*bad-lands-uri*". Marginea canionului se retrage cu o viteza de cca 30 m la fiecare 50-65 de ani (*Descoperiţi minunile lumii*, 2000, p. 67).



Figura 67. Canionul Bryce, SUA (foto C.Morar)



Figura 68. Relief dezvoltat pe structuri orizontale, Arizona, SUA (foto C.Morar)



Figura 69. Grand Canyon, SUA (foto C.Morar)

Interfluviile pot să corespundă unor *suprafețe structurale inițiale* sau pot fi date de *suprafețe structurale exhumate* după îndepărtarea pachetului de roci moi depuse peste stratul dur.

3.4.2. Relieful dezvoltat pe structuri monoclinale

Într-o asemenea structură caracterul principal al reliefului este asimetria văilor şi a interfluviilor. Forma de relief specifică este cuesta "... *un interfluviu asimetric, a cărui pantă lină se grefează pe un strat dur, înclinând la fel cu el, iar versantul abrupt retează în cap cel putin două strate*" (*Posea Gr. şi colab*, 1976).

Elementele unei cueste:

-reversul cuestei (suprafața structurală/cvasistructurală)- suprafaţa corespunde cu un strat dur, fiind prelung înclinat, conform cu înclinarea stratelor;

-fruntea cuestei reprezintă versantul puternic înclinat -capetele de strat, pe care pot să aibă loc alunecări de teren, prăbuşiri, rostogoliri etc;

-muchia cuestei (creasta sau cornişa) reprezintă racordul dintre cele două elemente anterioare; poate să fie continuă, arcuită, zig-zag etc.

Tipuri de văi

-văi subsecvente (ortoclinale) - se dezvoltă perpendicular pe direcția căderii stratelor, sunt văi asimetrice; unul dintre versanti, ce corespunde frunții cuestei, are pante mari, iar cel care corespunde suprafeței structurale este lin (nu este supus eroziunii laterale);

-văi consecvente - sunt văi care curg paralel cu înclinarea stratelor; sunt văi largi cu versanții simetrici;

-văi obsecvente -au direcția de curgere opusă sensului căderii stratelor, ducând la îmbătrânirea cuestelor; retează frunţile cuestelor, fiind simetrice, înguste şi pot să prezinte praguri.

Hog-back-ul este un caz particular de cuestă la care stratele au înclinări foarte mari, peste 60°, interfluviul devenind aproape simetric (figura 70, 71) şi care uneori generează geosituri – Sisteron, Franța (fig. 71).

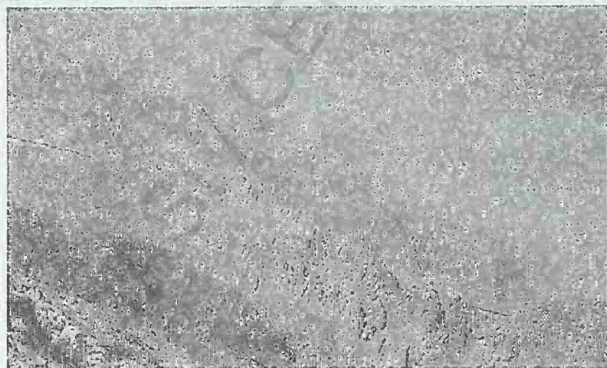


Figura 70. Hog-back în deşertul Jabel Hafit Al Ain, Emiratele Arabe Unite. *(Foto D. Castaldini)*

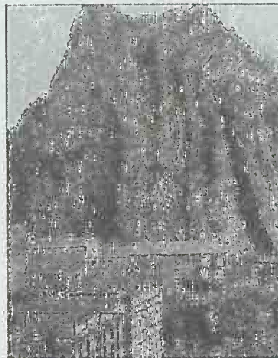


Figura 71. Hog-back la Sisteron (Franța)

3.5. RELIEFUL REGIUNILOR CUTATE ŞI FALIATE

3.5.1. Relieful dezvoltat pe structuri cutate

Cuta rezultă prin îndoirea stratelor (în general sedimentare) supuse acţiunii forţelor tangenţiale compresive, acţiune de deformare plastică care are loc fără întreruperea continuităţii acestora. În funcţie de poziţia cutei faţă de un plan orizontal sunt două categorii de cute: anticlinalul, respectiv sinclinalul.

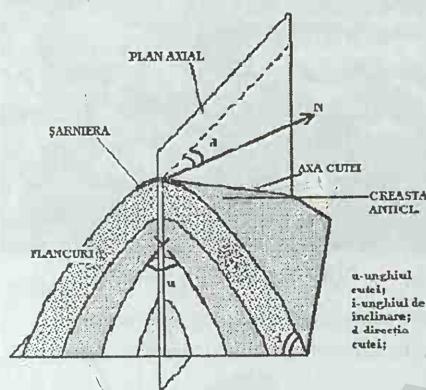


Figura 72. Elementele unui anticlinal (sinclinal) (sursa: B.P. Dragomir 1994, cu modificări)

Anticlinalul (fig. 72, 73) este o cută cu convexitatea în sus, iar stratele înclină divergent în cadrul ei.

Sinclinalul este o cută cu concavitatea în sus, iar stratele sunt convergente.

Cuta diapiră(fig. 79) este o cea care are un „sâmbure" de rocă plastică, mai puţin densă (sare, gips, argilă). În timpul procesului de cutare aceste roci sunt împinse spre suprafaţă, străpung depozitele acoperitoare şi determină o înclinare accentuată a stratelor în zona apicală a structurii. Uneori are loc chiar ridicarea suprafeţei topografice şi crearea unei forme de relief pozitive (Şeclăman şi al. 1999). Acest proces este numit „*diapirism*". Pe asemenea cute diapire, în care sarea a ajuns la zi, apele de precipitare au creat forme spectaculoase asemănatoare celor de pe calcare (clastocarst). Este cazul *Muntelui de sare* de la Slănic Prahova (fig. 77), sau a masivelor de sare de la Corund, Ocna Sibiului s.a.

Între structura cutată şi relief poate exista un raport de concordanţă, în care caz, văile corespund sinclinalelor iar interfluviile reprezintă anticlinale. În cursul evoluţiei reliefului pe structuri cutate acest raport nu se mai păstrează, specifice fiind în această situaţie neconcordanţele dintre cele două elemente: structură şi relief. Expresia cea mai tipică a acestui raport este inversiunea de relief.

Elemente interesante ce se pot înscrie în peisaj „contribuind" la geneza unor geosituri amintim: valea de sinclinal, valea de anticlinal, clisurile.

Aspectul unei ***văii de sinclinal*** reflectă forma cutei; ea poate să fie simetrică, când flancurile cutei sunt simetrice sau poate să fie asimetrică când cuta este de tip asimetric. Văile dezvoltate pe flancurile anticlinalului sunt simetrice şi se numesc *ruz*. Interfluviile corespund anticlinalelor.



Figura 73. Anticlinal în depozite de fliş terţiar, Val Marecchia, Italia



Figura 74. Succesiuni de cute, deşertul Mojave, SUA *(Foto D. Castaldini).*

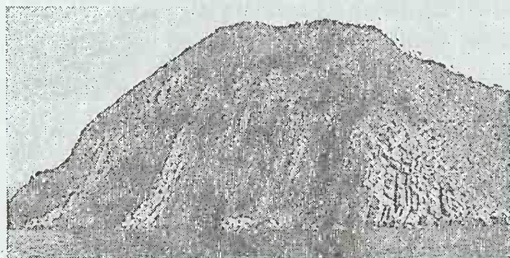


Figura 75. Cute în gresii, coasta Ligurică, Italia *(Foto D. Castaldini)*



Figura 76. Cute culcate



Figura 77. Muntele de sare de la Sovata

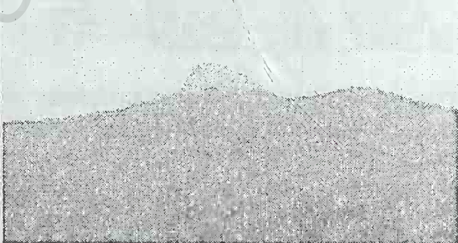
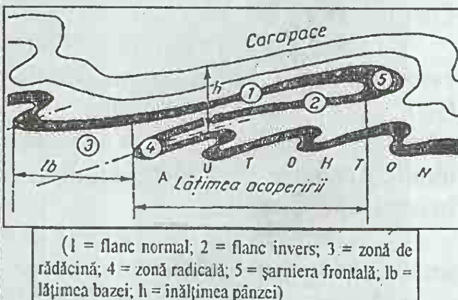


Figura 78. Pietrele Ampoiţei, jud Alba



(1 = flanc normal; 2 = flanc invers; 3 = zonă de rădăcină; 4 = zonă radicală; 5 = şarniera frontală; lb = lăţimea bazei; h = înălţimea pânzei)

Figura 79. Secţiune printr-o pânză de acoperire *(după Dragomir B., P., 1994 respectiv Damian R., 2001, p. 161).*

Valea de anticlinal se formează în urma activităţii râurilor care străbat transversal anticlinalul (clisuri sau cluse). În cazul în care, în partea axială a anticlinalului predomină pachete de roci moi, aceste văi se lărgesc cu uşurinţă, generându-şi afluenţi. Cînd valea de anticlinal este foarte adâncită, versanţii sunt formaţi din cueste aşezate faţa în faţă. Când aceste văi se adâncesc mai mult decât sinclinalele vecine, apare o *inversiune de relief*, iar *sinclinalul rămâne suspendat.*

Clisurile sau ***clusele*** sunt văi înguste de tip defileu care secţionează transversal un anticlinal (clisuri simple) sau un grup de anticlinale (clisuri complexe).

Pânzele tectonice (fig. 79) sunt suprapuneri ample ale unor pături de roci deplasate pe distanţe mari (uneori zeci de km, în timp geologic). *Pânzele de şariaj* definesc mase de roci deplasate în timp geologic de-a lungul unei suprafeţe de ruptură orizontală sau suborizontală-„*plan de şariaj*", pe distanţe foarte mari (zeci de km) peste o altă unitate (autohton) (fig. 79). În urma eroziunii puternice deasupra planului de sariaj pot să rămână insule izolate de allohton, numite *petice de acoperire, Klippe sau lambouri de şariaj* care pot fi *geosituri cum este cazul Pietrelor Ampoiţei din Munţii Trascăului* (fig. 78) Pietrele Ampoiţei „*Stâncile de la Ampoiţa, conuri retezate ce ies ca nişte cotoare enorme din verdele înălţimilor, ilustrează măcinişul căruia munţii aceştia i-au fost supuşi de-a lungul erelor pămînteşti*" (*Blaga, L.* 2006, p. 565) etc.

Pe cute ample, prin procesul de eroziune pot rezulta forme de relief specifice structurilor monoclinale: cueste, suprafeţe structurale, hogback-uri.

3.5.2. Relieful dezvoltat pe structuri faliate

Dislocaţiile rupturale se caracterizează prin apariţia unor suprafeţe de ruptură urmate de deplasări ale compartimentelor separate (falii) sau nu (fisuri sau crăpături). Asemenea fracturi naturale însoţite de deplasarea realitivă a compartimentelor în plan vertical, unul în raport cu celălalt, de-a lungul unei suprafaţe de ruptură (de dislocaţie), poartă denumirea de **falii.**

Când săritura pe verticală a faliei (pasul faliei; valoarea denivelării celor două compartimente, măsurată pe verticală între două elemente reper, considerate în ambele compartimente) este apreciabilă aceasta se exprimă şi în relief, fapt ilustrat foarte bine de falia San Andreas, în vestul SUA (fig. 80).

"... lucrul cel mai grandios şi mai neverosimil pe care-l are California să ni-l prezinte din punct de vedere geologic. Este linia dreaptă, lunga de 800 km, de-a lungul căreia din timpuri imemorabile au avut loc aceste mişcări, un flanc mişcându-se într-un sens şi celalalt flanc în sens contrar. Falia nu este în peisaj decât un fir subţire de-a lungul căruia se aliniază când un heleşteu când un lac lung, când o vale, când un şirag de perle de mici băltoace, o mlaştină sau o vale între două spinări de dealuri. De altfel, de aproape nu vezi nimic deosebit, de la oarecare depărtare poţi reconstitui cu bunăvoinţă fragmente din ea, văzută însă din avion apare, dintr-o dată, ca o nesfârşită fisură tranşantă, asemenea unuia din misterioasele canale de pe Marte" (H. Cloos, 1969, p.204).

Figura 80. Falia San Andreas, California *(după Getis A. Şi colab, 2000, p.77)*

Asociaţiile de falii pot să genereze structuri în trepte, în funcţie de amplitudinea săriturii faliilor şi sensul acestora, formând structuri specifice cu deplasări succesive în acelaşi sens: *horsturi şi respectiv grabene.*

Horstul (fig. 81) reprezintă o structură tectonică marcată de o asociaţie de falii la care compartimentul central este mai ridicat decât cele laterale şi este flancat de falii în trepte, cu căderea din ce în ce mai pronunţată (ex. horstul Dobrogea de Nord).

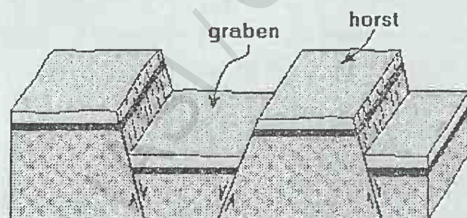


Figura 81. Horst şi graben

Grabenul (fig. 81) este opusul horstului, fiind redat printr-o asociaţie de falii care delimitează un compartiment central mai coborât în raport cu cele laterale care sunt mai ridicate (grabenul Est-African, grabenul Rhinului, grabenul Mării Moarte etc).

De-a lungul unor linii de falii s-au instalat lacuri, cel mai reprezentativ fiind Lacul Baikal lung de 635 km, lat de 48 km, cu o lungime a ţărmului de 2000 km.

4. MODELAREA SUBAERIANĂ A RELIEFULUI

4.1. SURSELE ENERGETICE ALE MORFOGENEZEI

Dacă admitem că suprafaţa scoarţei terestre este un sistem deschis, înseamnă că pentru a funcţiona, acest sistem are nevoie, în primul rând, de energie. Principalele surse de energie care „alimentează" suprafaţa scoarţei terestre şi care fac posibilă morfogeneza sunt: energia solară, energia gravitaţională, şi energia telurică.

4.1.1. Energia solară

Soarele este principala sursă de energie a tuturor proceselor şi fenomenelor care au loc la suprafaţa scoarţei terestre. Intensitatea radiaţiei solare este constantă în toate punctele de la limita superioară a atmosferei (constantă solară cu valori cuprinse între 1,88 şi 2,01 cal/cm^2/min.). Din această cantitate ajunge la suprafaţa scoarţei terestre mai puţin de jumătate (126 kcal/cm^2/an), cealaltă parte a ei fiind absorbită sau reflectată de atmosfera terestră. Datorită formei sferice a planetei noastre, a înclinării axei sale, a mişcării de revoluţie şi a reliefului, distribuţia energiei solare este foarte neuniformă, variind în funcţie de latitudine, altitudine, sezoane, medii (uscat sau acvatic), de alternanţa dintre zi şi noapte. Indiferent de valoarea intensităţii sale, energia solară are impact major în morfogeneză, atât prin cantitatea foarte mare care intră în sistem (regiunile calde), cât şi prin potenţialul său redus în regiunile reci.

Energia solară absorbită de suprafaţa terestră se distribuie pe trei componente care generează anumite procese geomorfologice:

-*energia absorbită prin încălzire* este utilizată pentru ridicarea temperaturii aerului, solului, rocilor, apei şi ea se află la baza marilor circuite din natură (circuitul atmosferei, circuitul apei) generatoare de agenţi şi procese geomorfologice importante (vântul, râuri, fluvii, gheţari);

-*energia absorbită pentru schimbări de stare* cum ar fi, de exemplu, schimbarea stării apei: îngheţarea, evaporarea, topirea zăpezilor, precipitarea vaporilor de apă. Şi această formă convertită a energiei solare se regăseşte în generarea unor procese geomorfologice, cum ar fi procesele de meteorizaţie;

-*energia absorbită în formă chimică,* care se produce în substanţa vie, este însoţită de modificări ale structurii substanţelor absorbante

(fotosinteza). Deşi plantele nu au un rol direct în morfogeneză, ele influenţează unele procese, mai ales cele care au loc pe suprafeţele înclinate.

4.1.2. Energia gravitaţională

Energia gravitaţională a avut un rol important – încă de la începutul individualizării planetei noastre – în structurarea materiei din interiorul şi de la exteriorul ei. Impactul acestei energii asupra proceselor morfogenetice se manifestă sub forma energiei potenţiale a reliefului, rezultat al diferenţelor de nivel dintre uscat şi ocean. Energia de relief sau energia de înălţime este dată de produsul dintre gravitaţie, masă şi înălţime (g.m.h.) (*Rădoane, Maria* ş.a., 2000).

Energia gravitaţională este sursa energetică pentru numeroşi agenţi (ape curgătoare, gheţari) şi procese (deplasarea materialelor pe versanţi).

4.1.3. Energia telurică

Fluxul *energiei telurice,* deşi sub aspect cantitativ este infim în comparaţie cu energia solară, din punct de vedere calitativ se înscrie în acele prezenţe subtile specifice naturii, care îi dau acesteia dimensiuni potenţiale infinite (*Roşu Al.,* 1987). Energia telurică se exprimă sub forma vulcanilor, seismelor, mişcărilor orogenetice, care sunt răspunzătoare de marile neuniformităţi ale scoarţei terestre.

4.1.4. Alte surse de energie

Pe lângă aceste surse energetice, morfogeneza este influenţată – în măsură foarte mică – şi de alte energii: forţa centrifugă, atracţia selenară şi solară.

Relaţiile dintre diferitele energii sunt esenţiale pentru morfogeneză. Acţiunea antagonică a energiei solare şi a celei gravitaţionale se află la baza ierarhizării spaţiale şi a variaţiilor în timp a formelor de relief. Cele două fluxuri energetice sunt variabile în timp şi spaţiu. Astfel, fluxurile energiei solare resimt alternanţele zi-noapte şi pe cele sezoniere. Energia gravitaţională depinde de neuniformitatea densităţii maselor telurice şi este influenţată de forţa centrifugă.

Transformarea energiei solare în lucru mecanic întreţine morfodinamica externă, iar fluxul energiei telurice se regăseşte în procesele endogene. Faptele sunt mai complexe, deoarece şi mişcările mecanice generează, la rândul lor, surse de energie pentru alte procese morfogenetice.

În concluzie, caracteristicile reliefului decurg din încărcătura de substanţă şi energie pe care procesele morfogenetice le antrenează în devenirea acestuia.

4.2. FACTORI, AGENŢI ŞI PROCESE MORFOGENETICE EXTERNE

„Agenţii subaerieni (apa, valurile, vântul), gravitaţia terestră şi cea universală (prin flux şi reflux) lucrând asupra formelor tectonice, numai relativ stabile, crează – la rândul lor – gama întreagă şi foarte variată ca dimensiuni, orientare şi aspect a formelor de modelare subaeriană (forme de eroziune, denudare, transport, acumulare fluvială, litorală, glaciară, eoliană, gravitaţională). Formele derivate din acţiunea acestor factori modelatori, deosebită ca rezultate după natura terenului, structura lui, nivel de bază, climă sunt atât de abundente şi variate încât fără un fir conducător numai simpla lor descriere ar duce la un adevărat haos, iar explicarea lor ar fi nesigură sau imposibil de realizat" (Mihăilescu V, 1968).

De îndată ce o porţiune a scoarţei terestre a devenit emersă, ea este supusă acţiunii necruţătoare a agenţilor şi proceselor externe, care tind să niveleze toate „asperităţile" suprafeţei terestre. Cu alte cuvinte, munţii sunt roşi, tociţi, transformaţi în câmpii, iar materialele rezultate umplu denivelările negative de la suprafaţa scoarţei terestre.

Factorii morfogenetici externi sunt de natură climatică, hidrică şi biotică. Ei acţionează prin agenţi şi procese specifice fiecăruia. Astfel, principalii agenţi morfogenetici sunt: *râurile şi fluviile, gheţarii, apa din bazinele marine şi oceanice, apele subterane, vântul şi organismele vii (plante şi animale)*. Acestora li s-a alăturat în timpuri istorice omul, care prin acţiuni voluntare sau involuntare a devenit un agent important. Mai mult, prin activitatea sa, omul a creat forme de relief (baraje, diguri, halde, cariere etc) sau a amplificat ritmul proceselor naturale.

Deşi energia solară şi gravitaţia sunt sursele energetice ale tuturor agenţilor şi proceselor morfogenetice externe, ele determină în mod direct trei tipuri de procese:

-*procesele de degradare* a solului şi rocilor, care pregătesc materialele pentru a fi înlăturate de alţi agenţi sau procese. Acestea sunt de ordin mecanic, de ordin chimic şi de disoluţie;

-*procesele gravitaţionale* care constau în deplasarea materialelor pe suprafeţele înclinate;

-*procese hidrice* specifice apei meteorice.

Agenţilor morfogenetici externi le sunt comune aceleaşi procese, care au însă anumite particularităţi impuse de starea materiei (solidă–gheţari, lichidă–râuri, ape subterane, apa din bazinele marine şi oceanice, gazoasă-vântul), densitatea şi dinamica lor. Aceste procese sunt:

-***eroziunea*** – procesul de secţionare a scoarţei terestre de către un agent morfogenetic, presupunând şi posibilitatea înlăturării şi transportării materialelor rezultate. În general, eroziunea este un proces mecanic, dar ea

poate fi „ajutată” şi de procese chimice. În funcţie de agent, eroziunea este fluviatilă, glaciară, marină şi eoliană. Ritmul eroziunii este în funcţie de vigoarea agentului modelator şi de structura şi litologia substratului geologic asupra căruia acţionează. Ea poate fi influenţată de climă şi vegetaţia regiunii respective precum şi de activitatea antropică. Eroziunea este acţiunea cea mai „vizibilă” a multor agenţi subaerieni, ea îmbrăcând aspecte diferite în funcţie de natura lor. Râurile îşi sapă văile prin eroziune (eroziune fluviatilă), gheţarii sculptează prin eroziune în scoarţa terestră diferite forme de relief (eroziune glaciară). Violentă este acţiunea valurilor asupra ţărmurilor înalte (eroziunea litorală sau abraziunea marină). Chiar şi vântul exercită o erodare a rocilor creând forme de relief pitoreşti (eroziunea eoliană sau coroziunea).

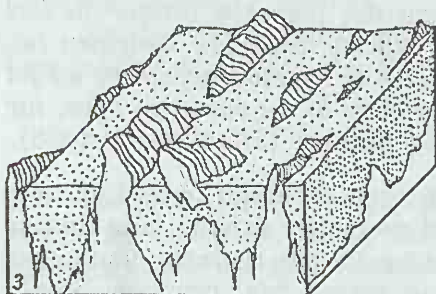


Figura 82. Caracterul selectiv al eroziunii

Eroziunea, la fel tuturor proceselor de distrugere a scoarţei terestre, are un *caracter selectiv* (eroziune diferenţială, fig.82), fiind mai activă în rocile friabile care-i rezistă mai puţin. Rezultatul este apariţia unor forme de relief cu aspect interesant care pot fi considerate, când e cazul, ca şi situri geomorfologice.

Eroziunea nu s-ar putea manifesta dacă materialele rezultate în urma sa nu ar fi înlăturate de către agenţii care au produs-o. De aceea,

-*transportul materialelor* este un proces la fel de important ca şi eroziunea. Cantitatea de material transportată şi modul de efectuare a transportului sunt în funcţie de specificul şi vigoarea agentului respectiv.

-*acumularea* este procesul de depunere a particulelor minerale sau/şi organice transportate de agenţii morfogenetici externi. Acumularea îmbracă specificul agentului al cărui rezultat este: acumulare fluviatilă ce dă naştere aluviunilor; cea glaciară – depozitelor glaciare; cea marină şi lacustră – sedimentelor; iar cea eoliană – marilor acumulări de nisip.

Eroziunea, transportul şi acumularea au loc concomitent, doar că unul dintre aceste procese este dominant într-un anumit spaţiu şi într-o anumită perioadă de timp.

Dintre aceste procese doar eroziunea şi acumularea conduc spre realizarea unor noi forme de relief (forme de eroziune, respectiv forme de acumulare).

J. Tricart (1977) arată că *„modelarea reliefului se datoreşte unei ierarhizări de mecanisme strâns asociate, a căror acţiune se coordonează într-un sistem”*. În această ierarhizare se pot deosebi: *procese elementare* şi *procese complexe* sau *procese premergătoare eroziunii* („pregătesc” materialul pentru a uşura evacuarea) şi *procese de eroziune*.

Intensitatea manifestării unui agent este foarte variabilă în timp şi spaţiu. Într-un anumit loc şi într-un anumit interval de timp determinantă este evidentă acţiunea unui agent şi a anumitor procese (agenţi şi procese

predominante). Aceasta nu înseamnă, însă, că celelalte procese nu sunt prezente, ci doar că acţiunea lor este mai redusă (agenţi şi procese secundare sau asociate).

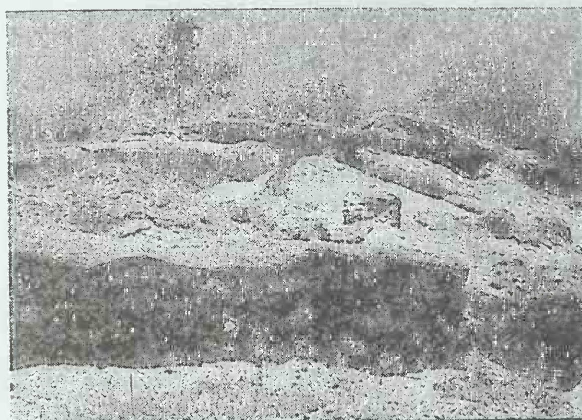


Figura 83. Eroziune selectivă în gresii şi nisipuri (Săcămaş, Valea Mureşului)

Totalitatea agenţilor şi proceselor care se intercon-diţionează în procesul de morfogeneză constituie *sistemul de modelare a reliefului* sau *sistemul morfogenetic*.

Între forma de relief şi procese morfogenetice există un raport de reversibilitate specific: procesele alterează forma şi substratul, iar acestea la rândul lor, datorită modificărilor survenite generează schimbări în natura şi intensitatea proceselor (*Petrea D.*, 2005).

Din punct de vedere genetic, forma de relief exprimă răspunsul scoarţei terestre, care reacţionează prin deformare, la solicitările impuse de consumul, transferul sau acumularea substanţei, energiei şi informaţiei din interiorul şi la exteriorul Pământului.

Eroziune selectivă

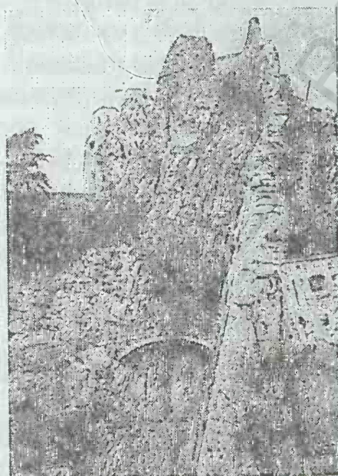


Figura 84. Alternanţe de gresii şi calcare (Sisteron, Franţa)

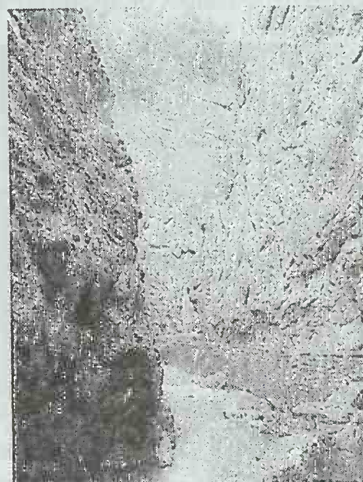


Figura 85. Eroziune fluviatilă, cheile Bicazului.

4.3. PROCESELE DE METEORIZAŢIE

Procesele de meteorizaţie cuprind transormările fizice şi chimice suferite de mineralele şi rocile aflate la suprafaţă sau în păturile superioare ale scoarţei terestre, sub influenţa schimbărilor termice, a apelor meteorice şi a celor de infliltraţie, a activităţii plantelor şi animalelor. Meteorizaţia prepară materialul în vederea înlăturării sale prin diferite procese. Evacuarea materialelor rezultate întreţine dezvoltarea permanentă a acestor procese pe noile suprafeţe ajunse în contact cu atmosfera.

Condiţiile bioclimatice imprimă ritmul şi trăsăturile specifice ale acestor procese în diferite regiuni de pe glob. Alături de acestea, un rol important îl are petrografia, relieful şi vegetaţia. După natura transformărilor care au loc se disting două forme principale de meteorizare:

-meteorizarea mecanică prin care rocile suferă o fărâmiţare, fără modificări importante ale compoziţiei chimice;

-disoluţie şi alterarea chimică care presupune schimbări ale compoziţiei chimice iniţiale a mineralelor şi rocilor.

4.3.1. Meteorizarea mecanică

Meteorizarea mecanică constă în fărmiţarea rocilor aflate în contact cu atmosfera. Gradul de fărâmiţare, mărimea particulelor desprinse din masa iniţială sunt în funcţie de intensitatea agenţilor externi şi de caracteristicile masei de material asupra căreia acţionează aceştia.

Meteorizarea mecanică este favorizată de existenţa în masa rocilor a unor fisuri şi diaclaze, rezultate în urma condiţiilor diferite de răcire a maselor eruptive; datorită slăbirii presiunii tectonice sau a condiţiilor de sedimentare. În funcţie de condiţiile în care se produce dezaregarea se deosebesc următoarele procese care conduc la făramiţarea rocilor:

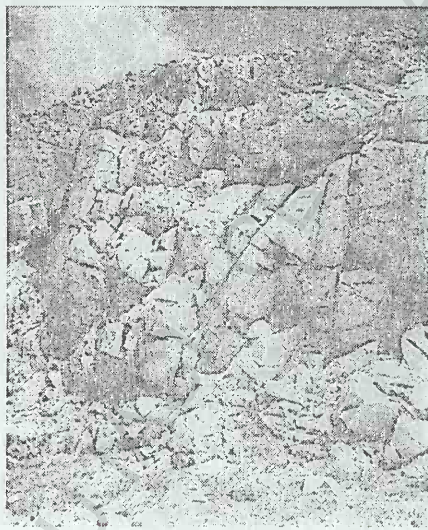


Figura 86. Dezagreagrea în calcare (Munţii Apenini, Italia)

4.3.1.1. Procese termoclastice

Procese termoclastice sunt generate de variaţiile diurne mari ale temperaturii. Datorită marii capacităţi a rocilor de a absorbi radiaţia solară, suprafaţa lor înregistrează amplitudini termice mai mari decât aerul. Prin încălzirea părţii superficiale a rocii, aceasta se dilată

cu 0,5-1%, ceea ce înseamnă că o placă de 1m² îşi va mări suprafaţa cu 5-10cm², ceea ce nu este puţin.

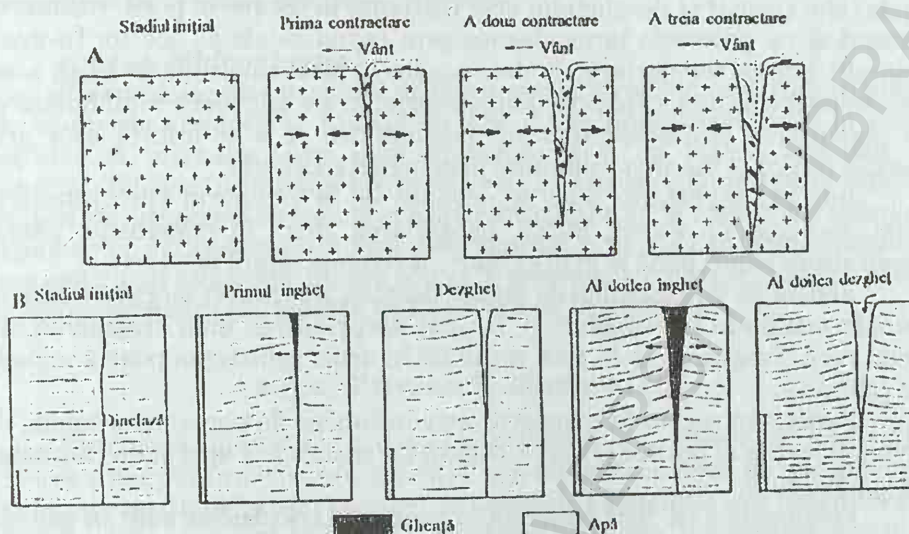


Figura 87. Dezagregarea rocilor prin variaţii de temperatură (A) şi prin îngheţ-dezgheţ (B)

Încălzirea prin radiaţie şi răcirea prin iradiaţie a părţii superficiale a rocilor are ca urmare dilatarea şi contractarea repetată şi bruscă, ceea ce cauzează fisurarea şi apoi fărâmiţarea rocii. Aceste schimbări de temperatură-de scurtă durată-nu pătrund decât putin în interiorul rocii, ele având efect maxim la suprafaţă acesteia.

Coeficientul de dilatare a rocilor variază în funcţie de culoarea şi conductibilitatea acestora. În cazul rocilor heterogene variaţiile intervin în aceeaşi manieră diferenţială între minerale. Condiţiile optime pentru dezvoltarea dezagregării prin variaţii de temperatură sunt: mare amplitudine termică diurnă, precipitaţii reduse, covor vegetal slab dezvoltat. Asemenea condiţii sunt întâlnite în regiunile deşertice şi în zonele montane înalte (în condiţiile unei atmosfere rarefiate). Cercetările recente remarcă faptul că un rol în producerea dezagregării prin insolaţie îl are şi apa (din precipitaţii) care cade pe rocile impermeabile încălzite (din cauza insolaţiei sau prin incendierea pădurilor sau a pajiştilor).

Intensitatea proceselor termoclastice depinde şi de calităţile petrografice ale rocilor. Astfel, rocile eruptive se dezagregă mai repede decât cele sedimentare, datorită indicelui de dilatare diferit al mineralelor componente. În urma acestui proces se formează pe granite o masă de sfărâmături numită popular arenă. Pe gresii şi calcare se produce o cojire în plăci subţiri.

4.3.1.2. Crioclastia (Gelifracţia)

Crioclastia este procesul de fragmentare a rocilor prin efectul înghetului repetat şi dezgheţului apei existente în fisurile şi porii rocilor. Se aseamănă cu procesele termoclastice prin faptul că ele au loc tot în urma schimbărilor de tempertură, de data aceata în jurul valorii de 0^o C. În acest proces intervine apa, care prin două proprietăţi ale sale joacă rolul hotărâtor în declanşarea şi desfăşurarea lui: posibilitatea de a se inflitra uşor prin fisurile rocilor şi mărirea volumului prin îngheţare cu 9%.

Întrucât îngheţarea apei se produce de la exteriorul spre interiorul rocii, formând un sistem închis, expandarea gheţii în crăpăturile rocilor poate atinge valori până la 2115 kg/cm^2 , la o temperatură de -22^oC.

Repetarea fenomenului de îngheţ-dezgheţ are ca efect lărgirea fisurilor, transformându-le în crăpături şi în final desprinderea unor fragmente din masa rocii. Fragmentele de rocă rezultate în urma gelifracţiei poartă numele de gelifracte.

Rezistenţa rocilor la crioclastie este în funcţie de porozitatea totală, de volumul mediu al porilor şi deci de viteza de absorbţie a apei şi de cantitatea de apă reţinută.

Fragmentele de rocă rezultate în procesele crioclastice sunt în general angulare şi au dimensiuni variate. *Veyret Y, Valadas B.* (1998) numesc ansamblul materialelor heterogene, grosiere sau fine, *diamicton*, deosebindu-le de gelifracte.

În teren crioclastia se manifestă atât pe suprafeţele plane cât şi pe suprafeţele înclinate şi pe abrupturi. Prin dispunere, forme şi dimensiuni, fragmentele de rocă rezultate pot da naştere:

-*câmpurilor de pietre* (block field, champs de blocs) alcătuite din fragmente de rocă de diferite dimensiuni (în general mari) dispuse pe suprafeţele uşor înclinate;

-asociate cu alte procese (solifluxiunea, nivaţia) acumulările de blocuri de roci pot da naştere *teraselor de crioplanaţie*;

-la baza versanţilor puternic înclinaţi sau a abrupturilor se formează grohotişul alcătuit din fragmente angulare de rocă. Acestea pot îmbăca aspecte de *trenă* (pânză) sau de *con de grohotiş.*

Mărimea fragmentelor de rocă rezultate depinde de caracteristicile petrografice şi structurale ale substratului geologic. Procesele crioclastice „*exploatează*” atât crăpăturile mari din roci, cât şi planurile de şistuozitate, planurile de stratificare, diaclazele, fisurile, porii.

4.3.1.3. Holoclastia

Holoclastia este procesul mecanic de distrugere a rocilor datorită presiunii de creştere a cristalelor de sare (dintr-o soluţie salină) în diaclazele şi fisurile rocilor. Eficacitatea acestui proces depinde de felul sării, tipul de cristalizare, capacitatea de umidificare şi de discontinuitaţile din rocă.

Holoclastia este eficace în zonele în care adâncimea pânzei freatice este mică. Ea este foarte activă în sol şi are ca rezultat producerea de elemente foarte fine. Rocile sedimentare permeabile sunt mai susceptibile la

dezagregarea cauzată de cristalizarea sărurilor. Cristalizarea se produce la suprafaţa aflorimentului, unde porozitatea rocii este mai mare şi unde evaporarea favorizează creşterea cristalelor.

4.3.1.4. Hidroclastia

Hidroclastia este procesul de fragmentare a rocilor datorită variaţiilor de volum ale acestora în contact cu apa. Acest proces este activ în cazul argilelor şi marnelor, care sunt higroscopice şi au texturi coloidale şi structuri filitoase (prin umectare aceste roci îsi măresc volumul pană la 60%, iar prin uscare acesta se reduce considerabil). Contracţia rocilor şi a solurilor argiloase în perioadele secetoase este marcată prin apariţia unor crăpături care ajută apoi infiltrarea uşoară a apei în perioadele ploioase. Aceste variaţii de volum provoacă sfărâmarea fină a rocilor de tipul amintit.

4.3.2. Procesele bioclastice

Procesele bioclastice e datoresc plantelor şi animalelor. Rădăcinile plantelor pot pătrunde în cele mai mici crăpături ale rocilor, pe care datorită presiunii exercitate (30-50 kg/cm^2), le dezvoltă. Rădăcinile mai puternice ale plantelor lemnoase pot să ridice blocuri mari de rocă, distrugând structura acestora. Acţiunii mecanice i se ascociază şi una chimică datorată acizilor humici, pe care rădăcinile le produc. Un mod asemănător de dezagregare combinată exercită şi unele animale subterane prin crearea unor galerii în sol sau în rocă.

4.3.3. Alterarea rocilor

Presupune transformarea unor minerale, care au anumite proprietăţi, în produse noi cu alte proprietăţi. Ea poate acţiona independent sau concomitent cu dezagregarea, care îi înlesneşte activitatea prin mărirea suprafeţei de contact a rocii cu aerul. Alterarea este întâlnită, ca şi dezagregarea, în aproape toate regiunile de pe glob, dar are o mare intensitate în condiţiile unui climat cald şi umed.

În derularea acestor procese, clima are un rol important. Astfel, la o creştere a temperaturii cu 10^o C rata reacţiilor chimice se dublează. Mecanismul alterării reprezintă o asociere complexă a mai multor tipuri de procese chimice.

Factorii care influenţează alterarea sunt:

-*litologia*, prin două caracteristici: compoziţia chimică a rocilor care determină şi sensibilitatea mineralelor vis a vis de acest proces. Astfel, sunt minerale foarte alterabile (feldspaţii plagioclazi, olivina, hypersten ş.a.) şi minerale puţin afectate de acest proces (cuarţ, muscovit, talc, serpentin etc);

-*prin structura şi textura rocilor*, care „controlează" micro-porozitatea, favorizând pătrunderea apei;

-*apa*, care în procesul de alterare are un rol dublu: de solvent şi de vehiculator. Apa se găseşte în roci, şi în sol în diferite forme: apă higroscopică, absorbită sau de retenţie moleculară. Apa (de ploaie) este

activă din punct de vedere chimic datorită descompunerii moleculelor sale în ioni de OH- şi H+; prin dizolvarea CO_2 din atmosferă şi prin substanţele pe care ea le conţine (acizi, săruri) ca urmare a disoluţiei. Apa circulă la suprafaţa scoarţei terestre sub formă de râuri şi fluvii sau în interiorul acesteia (scurgerea hipodermică şi a pânzei freatice). În circulaţia sa, apa traversează formaţiunile mobile şi rocile sănătoase în funcţie de porozitatea acestora, reglând procesele de alterare şi de transport a elementelor solubile;

-*clima*, prin cantitatea şi regimul temperaturii şi al precipitaţiilor, *Chorley R.* ş.a. 1984, arată că rata alterării depinde de cantitatea de apă ce intră în masa de rocă şi de cantitatea de apă ce iese din aceasta, de chimismul apei, de factorii organici şi de alterabilitatea mineralelor. Agresivitatea chimică a apei este amplificată de temperatura ei. Astfel, la o creştere a temperaturii apei cu 10°C reacţiile chimice se dublează. De aceea, alterarea este foarte activă în zonele tropicale umede.

Condiţiile climatice din zonele temperate nu sunt propice alterării rocilor, aceasta nedepăşind stadiul de arenizare. Arena desemnează materialele cu aspect grosier care rezultă în urma alterării rocilor granitice. Corespondentul ei în cazul rocilor metamorfice este gruss-ul un produs mult mai fin. În rocile granitice –caracterizate prin heterogenitate mineralogică- răspunsul mineralelor la alterare este foarte diferit. Mineralele mai alterabile sunt înlăturate (în soluţii), eliberând cristalele sau ansamblul de cristale mai rezistente (cuarţ, feldspaţi, potasici etc) care prin acumulare formează arena.

Principalele procese de alterare a rocilor sunt: hidratarea, oxidarea şi hidroliza.

4.3.3.1. Hidratarea

Hidratarea este procesul de transformare a mineralelor anhidre în minerale hidratate, sub acţiunea apei. Acest proces produce saturaţia cationilor periferici şi are ca urmare afânarea zonei marginale a cristalelor. Moleculele de apă depuse împiedică atragerea reciprocă a ionilor din reţea – încărcaţi diferit-slăbind prin aceasta coeziunea rocii.

Hidratarea produce mărirea volumului rocii precum şi degajarea de căldură, ceea ce determină o nouă adaptare a rocilor la presiune şi la temperaturi mai scăzute. Mărirea volumului are ca urmare slăbirea structurii întregii roci. La gips mărirea volumlui reprezintă aproximativ 60% din masa sa, ceea ce duce la apariţia cutelor false.

Când apa pătrunde în reţeaua de cristale, ca apă de constituţie, se produc schimbări în compoziţia chimică a mineralelor, proces frecvent întâlnit la sulfaţi şi carbonaţi.

Se apreciază că hidratarea pregăteşte procesul de exfoliere a rocilor din regiunile aride şi semiaride.

4.3.3.2. Oxidarea

Prin oxidare mineralele pierd electroni în favoarea ionilor de oxigen din soluţie. Astfel, prin oxidare, fierul devine trivalent, formând hematitul de culoare roşie, specific climatelor uscate ale zonei tropicale şi subtropicale. În climatele temperate, fierul dă naştere limonitului, un oxid de culoare maro. Oxizii de mangan dau rocilor culoarea neagră, pe când cei de fier dau nuanţe de roşu, cărămiziu, maroniu.

4.3.3.3. Hidroliza

Hidroliza este procesul descompunerii, sub acţiunea apei, a unor combinaţii complexe în două substanţe mai simple (ex. descompunerea sării în acidul şi baza corespuzătoare). Hidroliza are un rol important în descompunerea silicaţilor. Acest proces este amplificat de prezenţa în apă a diferiţilor acizi anorganici şi organici. Prin hidroliză silicaţii se descompun într-o parte acidă, greu solubilă şi o parte bazică, care se uneşte cu gruparea oxidului, dând o bază uşor solubilă. Hidroliza este foarte activă în regiunile ecuatoriale şi subecuatoriale, unde şi disocierea apei este puternică.

4.3.3.4. Alterarea biochimică

Plantele şi animalele, prin activitatea lor, produc, direct sau indirect, o serie de transformări chimice ale rocilor de la suprafaţa litosferei. Bacteriile aerobe descompun hidraţii de carbon în CO2 şi apă, iar albuminele în amoniac. Ferobacteriile oxidează carbonatul de fier, transformandu-l în limonit, iar bacteriile nitrifiante, oxidează amoniacul, transformandu-l în acid azotos şi acid azotic.

Plantele superioare putrezesc, se descompun, contribuind la formarea humusului, substanţă cu o compoziţie chimică complexă. O parte din acizii humici dizolvaţi în apă reacţionează cu mineralele rocilor dand naştere la noi produşi.

4.3.3.5. Disoluţia

Disoluţia este procesul de trecere a unor minerale din starea solidă în starea lichidă prin intermediul apei. Factorii de control ai acestui proces sunt:

-*litologia* prin compoziţia chimică şi mineralogică a rocilor, prin structura şi textura lor;

-*solubilitatea* mineralelor şi a rocilor. Cele mai solubile sunt: clorurile (Ca Cl2-67%, Na Cl (36%) şi sulfaţii (CaSO4-20%). Carbonaţii, care reprezintă 20% din substratul continentelor, au o solubilitate medie, iar cuarţul este insolubil. Susceptibilitatea calcarelor la acest proces depinde nu numai de compoziţia lor chimică (în cea mai mare parte carbonaţi anhidri amorfi sau cristalizaţi), ci şi de „permeabilitatea" lor prin fisuraţie, ceea ce permite apei să circule în interiorul lor. Majoritatea calcarele pure (95% CaCO3) sunt dispuse în strate mai groase sau mai subţiri cu o permeabilitate prin fisuraţie şi o slaba porozitate. În cazul calcarelor impure, acestea conţin silicaţi insolubili (calcarele biodetritice, calcarele coraligene) care rămân la suprafaţă şi „alimentează" formaţiunile superficiale (CaCO3-55%). Dolomitul, un carbonat dublu de calciu şi magneziu (MgCO3-45%) are o stratificaţie mai slabă, dar este sensibil la apă datorită porozităţii sale, între 1,5-22% (*Marin I.*, 2005). Dintre carbonaţi, creta este cea mai expusă disoluţiei, datorită porozităţii (14-44%), slabei coerenţe şi compoziţiei sale (98% Ca CO3).

-*factorul hidric* prin viteza de circulaţie a apei în roci, prin presiunea exercitată asupra fisurilor şi crăpăturilor şi prin conţinutul în gaze şi acizi (H2CO3, H2SO4). În condiţii optimale, la o temperatură de 15°C, 1 m^3 de apă

poate dizolva 1 kg de calcit (*Monn*, 1998). Aciditatea apei este determinată de conţinutul de CO_2. Acesta poate proveni din atmosferă, din „respiraţia" plantelor şi din descompunerea resturilor organice. La acţiunea de disoluţie a rocilor participă şi acizii organici (rezultaţi din descompunerea sau din activitatea organismelor vii) şi ploile acide.

-factorul termic - agresivitatea apei depinde de temperatura ei, cunoscut fiind faptul că apa rece poate să absoarbă o cantitate mai mare de CO_2 decât apa caldă. Apa provenită din topirea zăpezii-foarte bogată în CO_2- are o putere de dizolvare de 20 ori mai mare decat apa din domeniul temperat. De asemenea, 1 litru de apă la temperatura de 0°C poate conţine de 4-5ori mai mult $CaCO_3$ decât aceeaşi cantitate de apă la 30°C şi de 6 ori mai mult decât la 40°C (*Marin I.*, 2005).

Disoluţia are un caracter diferenţial impus de natura rocilor, de climat şi de nivelul la care are loc în raport cu scoarţa terestra: la suprafaţa sau în interiorul acesteia. Disoluţia produsă la suprafaţa rocilor -pe lângă unele forme de relief specific (lapiezuri, doline, uvale, polii)- dă naştere şi unor formaţiuni reziduale compuse din minerale insolubile (silicaţi, oxizi), preexistenti în masa rocii. Astfel sunt argilele de decalcifiere de tipul *terra rossa*, în domeniul mediteraneean şi *terra fusca* (ocru-brun) în domeniul temperat.

Disoluţia este însoţită şi de un proces de precipitare a mineralelor transportate de apă, rezultând forme de depunere cum sunt cele din peşteri (ex. stalagmite, stalactite, văluri etc) sau cele de tuf calcaros (tipice fiind „*Terasele Minerva*" din Parcul Yosemite, SUA) sau „*turnuleţele*" de pe Lacul Mono (California). Depuneri de $CaCO_3$ de la Pamukkale (Turcia) (fig.88) ca şi Coloanele de sare de la Marea Moartă sunt geosituri cu o atractivitate turistică deosebită.



Figura 88. Depuneri de carbonat de calciu la Pamukkale (Turcia) (foto A. Cioaca).

4.3.4. Rezultatele proceselor de meteorizare

M. Derruau (1958) arată că în urma proceselor de dezagregare, care au fost însoțite şi de procese de alterare chimică, are loc o fragmentare a rocilor care poate fi de mai multe feluri:

-*fragmentarea* în blocuri colțuroase (unghiulare), mărimea fragmentelor este în funcție de densitatea fisurilor, iar principalele cauze ale „expulzării" lor sunt presiunea gheții şi a rădăcinilor;

-*cojirea* rocilor în plăci (deshuamare) de cațiva centimetri grosime şi cu suprafețe reduse este specifică rocilor foioase sau masive (şisturi, bazalt, andezit) şi explică prezența formelor rotunjite;

-*fărâmițarea* măruntă - caracteristică rocilor heterogene, cu stuctură grăunțoasă- dă naştere unui material nisipos sau granular, în care, spre deosebire de arena clasică, mineralele sunt aproape intacte din punct de vedere chimic;

-*măcinarea* în particule foarte fine, este frecvent întâlnită în rocile gelive (creta).

Principalul rezultat al alterării este formarea mineralelor argiloase şi alitice. *Mineralele argiloase* sunt constituite din particule foarte mici, cu dimensiuni sub 0,002 mm, au o structură în foițe şi rezultă în urma proceselor de alterare sialitică. Dintre produsele acestui proces, *laterita* este cea mai cunoscută şi ea apare sub forma unei cruste dure de culoare roşie, formată în condițiile unui climat mediteraneean. Asemănătoare cu laterita sunt şi alte tipuri de cruste cum este *regar-ul* din India, format pe lavă vulcanică, terra rossa si terra roxa.

4.3.4.1. Scoarța de alterare

Este principalul produs al proceselor de meteorizație. Ea reprezintă partea superioară a litosferei rezultată în urma proceselor de meteorizație şi se deosebeşte de roca de bază atât prin culoare şi structură cât şi prin compoziția chimică. Grosimea scoarței de alterare variază de la câțiva zeci de centimetri la zeci de metri, în funcție de relief, condiții climatice, rocă, viteza proceselor de alterare şi alți factori. La partea superioară a scoarței de alterare ese formează solul.

4.3.4.2. Forme de relief rezultate în urma meteorizării

Prin dezagregare iau naştere o serie de microforme reziduale (pozitive şi negative), în regiunile montane înalte şi în deşerturi. Astfel, sunt *vârfurile piramidale* (Bucura, Peleaga, Păpuşa ş.a.) îmbrăcate la bază de trene de sfăramături; *turnurile* (Turnul Porții din Retezat, Turnul Arpăşelului din Făgăraş ş.a.), *acele* (Acul Cleopatrei din Munții Făgăraş).

Crestele crenelate sau custurile (Custura Retezatului, Custura Slăveiului, Custura Stânişoarei din Retezat, Custurile Arpaşului, Viştei, Albota ş.a. din Făgăraş) sunt culmi înalte şi înguste cu povârnişuri abrupte şi neregulate, cu piscuri semețe şi despicături adânci.

Periile şi pieptenii - specifice şisturilor cristaline -sunt formate din mici proeminenţe cu aspect de ace.

Dintre formele reziduale negative amintim: *portiţele* situate între vârfurile piramidale, *strungile*, despicături adânci şi înguste în creste (Strunga Dracului în Munţii Făgăraş).

Pe suprafeţele plane, sau slab înclinate fragmentele de rocă rezultate în urma dezagregării rămân pe loc formând *câmpuri de pietre sau mări de pietre*. Aceleaşi materiale, rostogolite pe versanţi, dau naştere râurilor de pietre şi grohotişurilor.

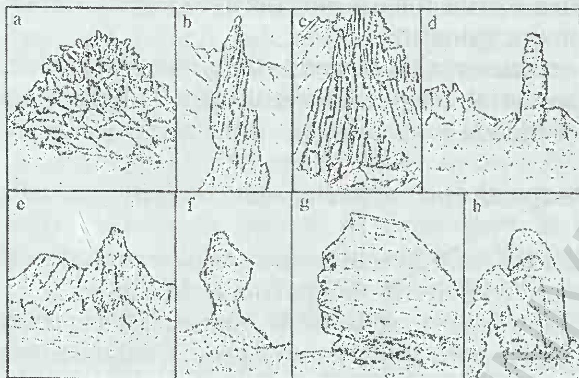


Figura 89. Forme de relief rezultate prin procesele de meteorizaţie pe diferite tipuri de roci (Gh. Niculescu, 1982)

Pe langă aceste microforme, întâlnite frecvent şi în regiunile montane de la noi din ţară, prin dezagregare, au rezultat şi alte forme de relief. Aşa sunt *saltelele*- blocuri granitice dreptun-ghiulare care se desfac pe planuri orizontale (în Munţii Arkat din Rep. Kazahă), *zidurile de bolovani*, formate pe povârnişurile granitice şi au aspectul unor cărămizi îmbinate, *„fagurii"*- mici alveole în pereţii stâncilor (contribuie la formarea lor şi coroziunea). Astfel de forme interesante se întâlnesc în zona Bryce (Utah), cu aspect de turnuri, văi adânci, creste, modelate în roci puţin rezistente la meteorizare.

De asemenea, dezagregarea împreună cu alterarea participă la formarea *blocurilor sferoidale* (exfolierea are un rol principal), a *căpăţânilor de zahăr*, care sunt proeminenţe granitice cu aspect de obelisc, *a taffonilor* - mici excavaţii în granite.

Căpăţânile de zahăr (fig. 90)- cunoscute sub numele de domuri sau munţi clopot - se întâlnesc în regiunile calde, dar nu prea uscate, cum sunt golful Rio de Janeiro, în Sudan, Angola, China, Sierra Nevada. Ele se formează pe blocuri de roci masive, puţin fisurate, care în urma eliberării de sub presiune au tendinţa ca prin de cojire să ia o formă rotunjită. Asa sunt de exemplu Dealurile de Ciocolată din Insula Bohon, Filipine, formate din peste 1200 de coline conice.

Taffonii (fig. 44) sunt mici excavaţii în versanţii abrupţi în zonele litorale. Cauza formării lor este atribuită diferenţei de umiditate dintre partea superficială a rocii şi restul acesteia.

Dintre microformele rezultate în urma unor procese de alterare chimică cele mai cunoscute sunt cele rezultate prin dizolvarea calcarului (relief carstic).

Forme de relief rezultate în urma proceselor de meteorizaţie



Figura 90. *Căpăţâni de zahăr* în sudul Chinei (*foto A. Cioacă*)



Figura 91. *Strungă* în Alpii Austriei



Figura 92. Relief rezidual, conuri şi trene de grohotiş, Masivul Sella din Alpii Dolomitici



Figura 93. "*Ace*" în Munţii Alpi



Figura 94. "*Turn*" format în conglomerate (Deşertul Namibiei)

Geosituri rezultate în urma conlucrării mai multor procese (dezagregare, curenţi de apă concentraţi, vânt)

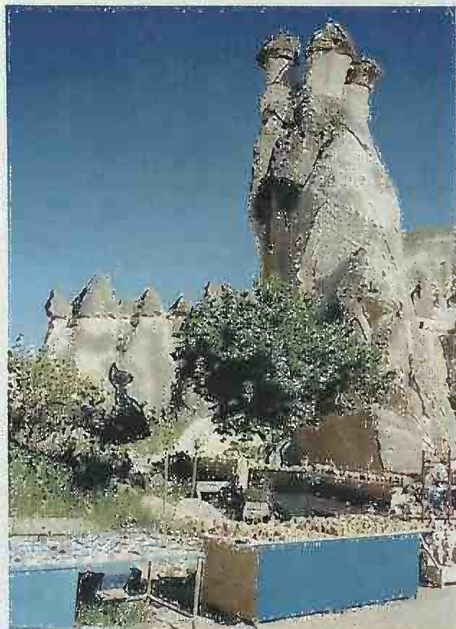


Figura 95. *„Ciuperci"/Piramide coafate în Podişul Cappadochiei (Turcia) (foto A. Cioacă)*



Figura 96. *„Ciuperci"*, Turcia



Figura 97. Forme cu aspect antropogeomorf şi geomorf.



Figura 98. Forme cu aspect antropogeomorf şi zoomorf, China.

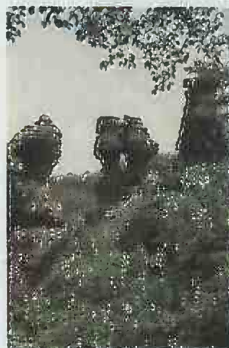


Figura 99. Forme cu aspect antropogeomorf şi zoomorf, China.

4.4. PROCESELE GRAVITAŢIONALE

Indiferent de panta suprafeţei topografice şi de alcătuirea substratului geologic, pe versanţi are loc o deplasare continuă – mai lentă sau mai rapidă – a materialelor de diferite dimensiuni. Forţa motrică a acestor mişcări este gravitaţia, de unde şi numele generic al acestui grup de procese – *procese gravitaţionale*, cunoscută şi sub alte denumiri cum ar fi deplasări în masă, deplasări de teren sau pornituri de teren. Ele au ca rezultat nu numai modificarea aspectului versanţilor cât şi apariţia unor noi forme de relief, unele cu caracteristici de geomorfosituri. Impactul acestor procese asupra geositurilor este, în general, unul distructiv, ele constituind un pericol permanent pentru acestea şi pentru tot ce a realizat societatea omenească.

În procesul de antrenare în mişcare a materialelor pe versanţi (fragmente de rocă, părţi din scoarţa de alterare, blocuri de roci) intervin o serie de factori cum ar fi:

-*caracteristicile materialului* antrenat în mişcare: natura petrografică, coeziunea, porozitatea, permeabilitatea, frecarea interioară (care depinde de forma, poziţia şi dimensiunea granulelor componente, de umiditate şi de presiunea exterioară), compoziţia granulometrică, tipul liantului, structura;

-*apa* – prin cele trei stări de agregare ale sale – acţionează permanent asupra rocilor, producând importante modificări ale acestora. În cazul rocilor plastice, suprasaturarea cu apă permite „*curgerea*” lor pe versanţi sau determină alunecări mari de teren. Prin infiltrarea apei din precipitaţii sau prin variaţiile nivelului freatic sunt dislocate o parte din substanţele chimice din compoziţia rocilor, slăbind astfel coeziunea şi consistenţa acestora, ceea ce constituie cauza „*aşezării*” terenului.

-alte cauze naturale ale porniturilor de teren pot fi: *modificarea pantei versanţilor* prin agenţi naturali (subminarea lor de către cursurile de apă, acţiunea de abraziune la baza falezelor etc), *cutremurele de pământ* (efect declanşator al porniturilor de teren pe versanţii aflaţi într-un echilibru precar).

Astăzi este bine cunoscut *rolul vegetaţiei,* în menţinerea stabilităţii versanţilor. Pădurea, prin sistemul de rădăcini leagă solul de substrat şi-i dă o mai mare rezistenţă la eroziune; prin coronament, reţine o treime din cantitatea de apă provenită din precipitaţii; litiera reţine o bună parte din apa ajunsă pe ea, iar prin evapotranspiraţie plantele elimină o parte din apa din sol. Iată de ce, dintre cauzele antropice care concură la producerea alunecărilor de teren, *despădurirea* este cea mai importantă. Alături de ea, supraîncărcarea terenurilor prin construcţii, reziduri, halde duce la tasarea terenurilor şi la refularea rocilor plastice, provocând alunecări de teren.

Modificarea pantei versanţilor prin diferite lucrări de construcţii, *vibraţiile artificiale* provocate de maşini şi utilaje grele, ca şi schimbarea

regimului apelor superficiale şi subterane prin lucrări hidrotehnice contribuie la pregătirea şi producerea anumitor tipuri de procese gravitaţionale.

De cele mai multe ori, procese gravitaţionale modifică aproape instantaneu configuraţia terenului. Evidente sunt prefacerile cauzate de alunecări, prăbuşiri, mai cu seamă dacă acestea au o amploare deosebită. Sunt însă alte pornituri a căror desfăşurare se face lent, imperceptibil. Aşa sunt tasarea, sufoziunea, creep-ul.

În funcţie de rolul pe care îl are apa în desfăşurarea proceselor gravitaţionale, acestea se înscriu în două categorii:

-Unele care se produc fără participarea apei. Sunt aşa numitele pornituri uscate;

-Deplasări ale materialelor de versanţi în care prezenţa apei are un rol important.

4.4.1. Deplasarea materialelor pe versanţi fără participarea apei (pornituri uscate)

Dimensiunile materialelor antrenate în mişcare sunt foarte diferite, de la fragmente mici până la blocuri de sute de metri cubi. Mişcarea materialelor poate fi violentă sau lentă. În funcţie de modul de deplasare a materialelor pe pante se deosebesc: rostogolirile, prăbuşirile şi creep-ul.

4.4.1.1. Rostogolirea

Pe versanţii abrupţi din zonele montane înalte întâlnim adeseori fâşii lungi de pietre colţuroase. În alte locuri, pietre de diferite dimensiuni sunt adunate la un loc sau împrăştiate pe mari suprafeţe. Desprinderea lor se face prin meteorizaţie, iar deplasarea sub acţiunea forţei gravitaţionale, prin *rostogolire*. Din locul în care se desprind – cu aspect de abrupt sau firidă – bucăţile de rocă se rostogolesc pe linia de cea mai mare pantă, ajungând uneori până la baza versantului, unde, prin acumulare, dau naştere *grohotişului*. Mişcarea continuă a fragmentelor colţuroase de rocă pe acelaşi traseu creează mici jeaburi, care, umplându-se cu pietre dislocate, au aspectul unor torenţi încremeniţi de apă, de unde li s-a dat denumirea de *râuri de pietre*. *"Din peretele de sud al pintenului de nord-est, culoare lucioase de gheaţă urcă până pe creasta. Pe aceste culoare se scurg torente de pietre, trene de avalanşe."* (Cloos H., 1969).

Şi pentru ca asemănarea cu torenţii de apă să fie şi mai deplină, *râurile de pietre* (fig. 101) se termină la partea inferioară printr-un con de grohotiş pe care, cu timpul, se poate înfiripa vegetaţia, fixându-l.

La baza versanţilor abrupţi şi continui – cum este abruptul prahovean al Munţilor Bucegi – acumularea fragmentelor colţuroase de roci a dat naştere unor întinse *trene de grohotiş (fig. 102.a şi b)* sau tăpşane de pietre. Dar nu numai aici sunt asemenea acumulări de pietre, ci şi la poalele masivului Piatra Craiului (Marele Grohotiş), în Ceahlău, sub Ocolaşu Mare, în Munţii Retezat şi în alte locuri, peste tot estompând în parte denivelarea abrupturilor la baza cărora s-au format.

În timpul iernilor cu zăpadă abundentă, *„râurile de pietre"* (fig. 101) pot fi prinse în mişcare de avalanşele de zăpadă, sporind efectul destructiv al acestora. Alteori, ploile bogate, generează torenţi de apă care antrenează în mişcarea lor vijelioasă şi fragmentele de roci, formându-se aşa-numiţii *torenţi de pietre*. Oricum, grohotişurile neconsolidate şi *„râurile de pietre"* trebuie evitate, căci ele reprezintă un pericol de accidente, datorită instabilităţii lor.



Figura 100. Câmp de pietre în Alpii Dolomitici, Italia



Figura 101. Râu de pietre în Munţii Metaliferi

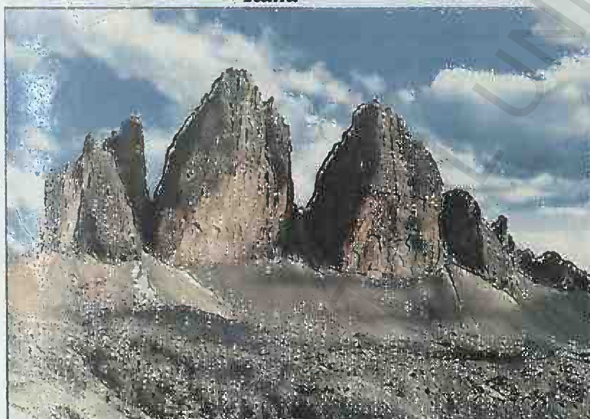




Figura 102.a şi b. Trenă şi con de grohotiş în Munţii Alpi



Figura 103. Prăbuşirea amplă de la Lavini Di Marco, Italia, descrisă de Dante Alighieri în "Divina Comedia" *(Foto: D. Castaldini)*

4.4.1.2. Prăbuşirile sau surpările

Se produc ca urmare a distrugerii suportului unei mase de roci. Din malurile înalte ale râurilor sau din versanţii abrupţi, ca şi din ţărmurile de tip faleză ale mărilor sau lacurilor, se desprind din când în când mase mari de rocă care se prăbuşesc în apă. Acelaşi proces se poate produce şi în regiunile carstice şi el duce la prăbuşirea tavanului unor goluri subterane. Chiar în urma unor lucrări de minerit, de pompare a apelor subterane, ca şi atunci când unghiul de taluz al unor deblee depăşeşte rezistenţa rocii în care a fost săpat, surparea este inevitabilă.

Spre deosebire de alte porniturі de teren, prăbuşirea se produce spontan şi de obicei unitatea masei de roci prăbuşită rămâne nederanjată.

Un rol important în declanşarea surpărilor îl au mişcările bruşte şi violente ale scoarţei terestre produse de seisme, erupţii vulcanice, explozii sau de alte cauze. În locul de unde a avut loc desprinderea materialului prăbuşit rămâne un abrupt sau o râpă, a cărei pantă este foarte apropiată de 90° şi în a cărei deschidere formaţiunile geologice apar la zi, fiind puncte de atracţie turistică.

Masa de roci prăbuşită poate să se păstreze intactă; alteori însă ea îmbracă un aspect haotic, în funcţie de natura petrografică a rocilor şi de felul surpării. În cazul rocilor coezive, prăbuşirile afectează stâncile izolate şi versanţii abrupţi care se găsesc într-un echilibru precar. Când masa prăbuşită rămâne intactă şi are un volum considerabil, ea produce importante pagube materiale, prin blocarea şi distrugerea unor construcţii sau a unor căi de comunicaţie ori prin bararea unor cursuri de apă.

Dacă sunt afectate roci necoezive, materialul prăbuşit se dispune haotic şi numai cu timpul, cu ajutorul altor procese, se formează mici *prispe de surpare.*

Prăbuşirea este un proces frecvent întâlnit pe versanţii văilor de tip cheie şi pe abrupturile calcaroase; locul de desprindere a materialului dislocat fiind sub forma unui perete vertical, uneori cu surplombe. Multe din aceste spaţii afectate de prăbuşiri se constituie în situri geomorfologice de interes turistic sau al sporturilor extreme.

În loess şi în formaţiuni loessoide, masa de rocă prăbuşită rămâne adeseori ne deformată, dând naştere unor mici *terase* de *surpare* sau unor forme cu aspect de coloane, stâlpi sau chiar ziduri.

Întrucât prăbuşirile afectează mai ales versanţii abrupţi, materialul deplasat poate bara văile râurilor, cauzând formarea unor lacuri de dimensiuni diferite. În acest fel a luat naştere, la noi în ţară, Lacu Roşu, prin prăbuşirea şi rostogolirea în anul 1837 a unor blocuri de rocă şi de grohotiş din versantul muntelui Ucigaşul în valea Bicazului, pe care au barat-o. Prin dimensiunile sale modeste – suprafaţa 0,12 km² şi 16 m adâncime – Lacu Roşu face parte din categoria lacurilor mici de prăbuşire. Spunem aceasta deoarece în anul 1840 – în urma unei puternice surpări care a afectat pintenul Lechar din masivul Nanga Parbat-Kaşmir, masa de material prăbuşit a blocat cursul superior al fluviului Indus, formându-se un lac lung de 64 km şi adânc de 300 m. Acest lac a avut însă o existenţă efemeră,

deoarece apa, ajungând la „coronament", a depăşit „barajul", pe care l-a distrus apoi prin eroziune regresivă. Ca urmare, lacul a fost golit în numai 24 ore, iar valul de apă rezultat a produs inundaţii mari în aval. Numeroase lacuri formate în urma surpărilor se găsesc în lanţul muntos Warner din nord-estul Californiei. Dintre acestea, amintim lacurile: Clear (Limpede), Blue (Albastru), Pit, Lost, Eagle. *Ruhin L. B.* 1966, aminteşte prăbuşirea care a avut loc în anul 1887 pe versantul nordic al munţilor Zailiski-Alatau, care a antrenat o masă de material de 450 mil. m^3, afectînd o zonă de 37 kmp.

O simplă prăbuşire s-a produs la Lavini di Marco (fig. 103, Italia) şi ea a fost descrisă de Dante Alighierii în "*Divina comedie*".

4.4.2. Deplasarea materialelor cu participarea apei (Porniturile umede)

În antrenarea şi deplasarea materialelor în cazul acestor procese prezenţa apei este necesară, fie ca lubrifiant, fie ca solvent şi transportator, ea contribuind în mod direct la reducerea frecării din interiorul rocilor.

Sufoziunea şi tasarea sunt procese care au bună dezvoltare în loess şi depozite loessoide.

4.4.2.1. Sufoziunea

În loess există numeroase fisuri şi crăpături, care, adăugate porozităţii sale mari, permit infiltrarea uşoară a apei din precipitaţii şi formarea unor cursuri de apă subterane, în cazul în care la baza depozitelor poroase se găsesc roci impermeabile. Aceste *„cursuri de apă"* – al căror debit şi viteză sunt foarte diferite – creează prin eroziune mici galerii subterane denumite *tunele sau hrube de sufoziune*. În timpul ploilor bogate, poate avea loc astuparea cu material prăbuşit a unor galerii, ceea ce face ca presiunea apei din interior să crească, producând desfundarea brutală a canalului de evacuare a apei subterane. Dar, după încetarea ploii, apa nu mai umple toate golurile subterane, creându-se un fel de „vid", care are tendinţa de a atrage apa din tunele, oprind circulaţia acesteia. Pe de altă parte însă, forţa vidului creat şi presiunea apelor subterane duc la sfredelirea şi lărgirea fisurilor verticale existente în loess, ceea ce are ca urmare formarea unor mici „puţuri" înguste denumite *hornuri de sufoziune* (fig. 104). Ele au rolul unor răsuflători, prin intermediul cărora se echilibrează presiunea aerului din grotele aflate în depozitul de loess cu cea atmosferică, ceea ce permite reluarea drenajului subteran.

La suprafaţa terenului, hornurile de sufoziune se termină cu *pâlnii de sufoziune* – mici depresiuni circulare (au diametrul cuprins între 3 şi 6m) şi puţin adânci (0,5-2 m). De cele mai multe ori pâlniile de sufoziune sunt dispuse de-a lungul unor aliniamente care corespund traseului subteran al cursurilar de apă de la baza depozitelor de loess. Lucrurile nu se opresc însă aici, căci pâlniile învecinate, cu timpul, se unesc formând ravene adânci mărginite de maluri abrupte *(râpa sufozională)* sau chiar *văi de sufoziune* în

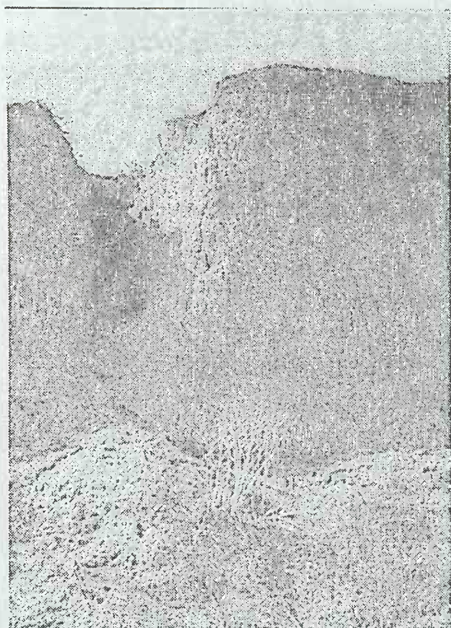


Figura 104. Horn de sufoziune

care se păstrează pentru un timp mici poduri naturale. Se întâmplă, uneori, ca masa de rocă de deasupra unor goluri subterane să se prăbuşească şi astfel apar mici avene, asemănătoare întrucâtva celor din calcare. De fapt, există o mare asemănare între formele dezvoltate pe loess şi cele de pe calcare, cu menţiunea că primele au un caracter mult mai efemer.

La noi în ţară, sufoziunea este un proces activ, mai cu seamă în loessul din partea sudică a Câmpiei Române (cu deosebire pe malurile Burnasului) şi în Dobrogea, unde forme sufozionale tipice se întâlnesc pe latura dobrogeană a Dunării, între Oltina şi Pecineaga, pe malurile văii Carasu şi în alte locuri. Sufoziunea ca şi tasarea, este frecventă în nordul Chinei (Platoul Ordos), unde grosimea depozitelor de loess depăşeşte 400 m. Formele de relief rezultate sunt variate iar dimensiunile lor sunt impresionante.

4.4.2.2. Tasarea

În condiţiile unor suprafeţe uşor ondulate dezvoltate pe rocile cu porozitate ridicată –de felul celor amintite mai sus– apa ploilor se infiltrează mai uşor în anumite puncte, spălând particule fine pe care le transportă şi le depune la baza depozitelor de loess. Întrucât aceste roci au şi un conţinut destul de ridicat de săruri solubile, acţiunea mecanică a apei este dublată de una chimică, care constă în dizolvarea acestor săruri şi în transportul lor în disoluţie. Urmarea acestei duble acţiuni a apei în loess şi în depozite loessoide este comprimarea lentă a rocilor respective şi apariţia la suprafaţa terenului a unor mici forme depresionare cu aspect circular sau oval, denumite *crovuri*. Dimensiunile crovurilor variază, de la câţiva zeci de metri până la 2-3 km în diametru şi de la 2 la 6 m în adâncime.

Deoarece sunt situate la un nivel mai coborât decât spaţiile interfluviale largi pe care se formează, crovurile au un topoclimat propriu, mai umed datorită stagnării apei şi acumulării zăpezii spulberate de vânt, precum şi a evapotranspiraţiei mai încetinite, ca urmare a adăpostirii lor împotriva vântului.

În perioadele ploioase sau în timpul topirii zăpezilor, apa acumulată în crovuri formează mici lacuri temporare sau mlaştini. În pampasul argentinian, ca şi în Turkestan, în unele crovuri sunt cantonate mlaştini sărate.

Odată schiţate, crovurile intră sub acţiunea eroziunii exercitate de

apele din precipitaţii, care duce la lărgirea lor, iar vântul cauzează alungirea crovurilor pe direcţia lui dominantă. În acest fel, pragurile care separă crovurile vecine se îngustează tot mai mult, iar cu timpul se formează *vâlcele şi văi de crovuri*, caracterizate prin porţiuni mai largi, în alternanţă cu altele mai strâmte şi prin sinuozităţile impuse de crovuri. Apele meteorice se scurg pe versanţii văii formate, iar eroziunea lor desăvârşeşte valea abia schiţată.

Foarte frecvente sunt crovurile în Ucraina, unde poartă numele de *farfurii de stepă*. La noi în ţară, asemenea forme de relief –denumite *crovuri, găvane* sau *padine*– se întâlnesc pe loessul şi pe depozitele loessoide din Câmpia Română, Dobrogea şi Câmpia Banatului. În unele crovuri din Câmpia Română s-au format mici lacuri, aşa cum sunt Lacul Sec, Iazu, Lutul Alb, Ianca, Plopu, în Câmpia Brăilei, sau Colţea, Tătaru, Plascu şi altele în Câmpia Padinei.

Nu numai pe loess, ci pe orice teren comprehensibil poate avea loc o *tasare mecanică*, cauzată de supraîncărcarea unei regiuni cu diferite construcţii sau cu materialul provenit din alunecări, sau prăbuşiri masive de teren. În cazul tasărilor cauzate de supraîncărcarea terenului cu construcţii, urmările sunt uneori foarte neplăcute: distrugerea parţială sau totală a barajelor, a canalelor, locuinţelor sau a altor obiective. Capitala Mexicului, Ciudad de Mexico, se confruntă cu serioase probleme puse de „scufundarea" prin tasare a unor cartiere. Se apreciază că din 1900 şi până astăzi, unele cartiere ale oraşului s-au scufundat cu 8 m, iar întregul proces de tasare aduce mari pagube: se năruie clădiri, se sparg conducte şi ţevi, se rup cabluri.

O tasare mecanică exercită şi animalele prin bătătorirea repetată şi pe aceleaşi direcţii a solului. Rezultă astfel, pe versanţii cu înclinări mari şi intens păşunaţi, mici trepte prelungi dispuse aproximativ pe curbele de nivel, denumite *cărărui de oi*.

4.4.2.3. Alunecările de teren

Aproape zilnic ziarele, radioul sau televiziunea aduc ştiri despre producerea unor alunecări de teren care au cauzat importante pagube materiale. Iată mai jos câteva asemenea ştiri, poate nu cele mai senzaţionale, legate de producerea unor mari alunecări de teren ce au avut loc în ultimul timp, dar care, credem noi, reuşesc să ilustreze atât amploarea acestui proces, cât şi pagubele provocate.

La începutul anului 1978, localitatea italiană Canevizza, situată în apropiere de Pavia, a fost distrusă pe jumătate ca urmare a unei alunecări de teren provocate de ploile torenţiale căzute anterior. Deşi nu s-au înregistrat victime umane, alunecarea producându-se lent, au existat în schimb importante pagube materiale.

În august 1977, precipitaţiile abundente au cauzat în Alpii elveţieni numeroase alunecări de teren care au blocat timp de 24 de ore pasul St. Gothard, principala cale rutieră şi feroviară dintre Elveţia şi Italia. Locuitorii satului Brienz de la poalele muntelui Linard din Elveţia vor fi nevoiţi să-şi părăsească aşezarea din cauza unor alunecări lente de teren. La noi în ţară, procesul este activ în Podişul Transilvaniei şi Podişul Moldovei, unde însemnele sale pot fi privite la tot pasul.

Elementele unei alunecări de teren

În locul de unde s-a desprins masa de material care a alunecat rămâne o *râpă sau cornişă* (fig. 105), care în faza iniţială are aspectul unui perete vertical sau abrupt în care structura geologică apare la zi. Cu timpul însă, agenţii şi procesele externe degradează înfăţişarea cornişei de desprindere, prin săparea de ogaşe, ravene, torenţi sau chiar producerea altor alunecări mai mici. În funcţie de masa alunecată şi de tipul alunecării, înălţimea cornişei are valori foarte diferite: de la 1 m până la câteva zeci de metri. Traiectul său poate fi rectiliniu, semi-circular sau chiar în ghirlandă.

Fixarea unei vegetaţii lemnoase pe cornişă îi conferă acesteia o oarecare stabilitate. Alteori însă condiţiile favorabile reluării procesului menţin cornişa de desprindere într-o continuă activitate, ceea ce înseamnă retragerea ei spre partea superioară a versantului.

Masa alunecată sau *corpul alunecării* (fig. 105) se dispune haotic pe versant şi îmbracă forme foarte variate, în funcţie de cantitatea de material care s-a deplasat şi de condiţiile în care a avut loc alunecarea. Partea anterioară a masei de material alunecat poartă nu-mele de *fruntea alunecării* (fig. 105). Distanţa dintre ea şi râpa de desprindere este foarte variabilă deoarece uneori masa alunecată poate ajunge până la baza versantului, într-un lac sau în lunca unui râu, iar uneori ră-mâne „suspendată" pe versant.

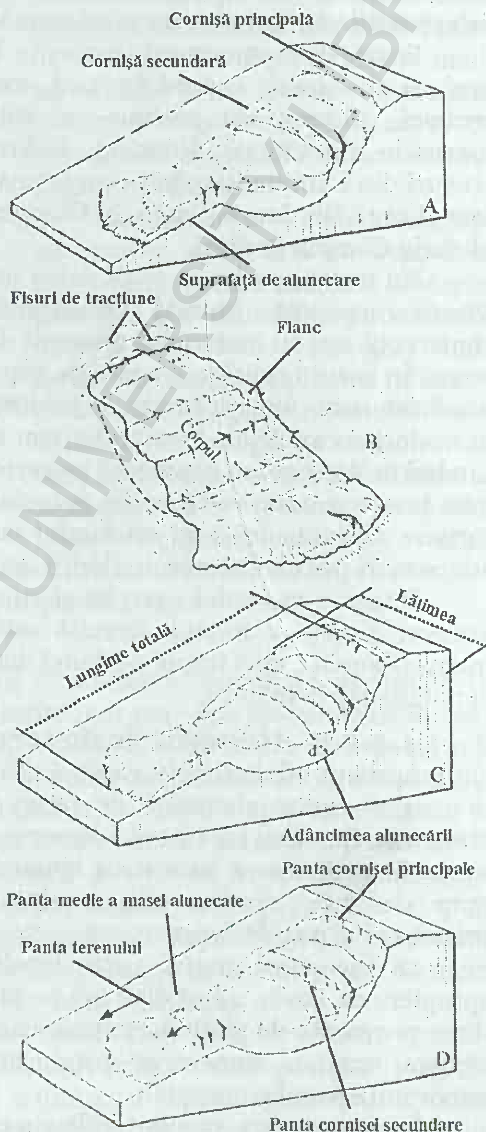


Figura 105. Elementele alunecărilor de teren

Suprafaţa pe care s-a produs deplasarea masei de material se numeşte *patul, talpa sau oglinda alunecării* şi corespunde părţii su-perioare a unui strat de roci impermeabile (marne, argile, roci cristaline). Patul alunecării separă masa alunecată de substratul geologic rămas nederanjat.

În urma producerii alunecărilor de teren rezultă un microrelief specific cu un aspect haotic, dezordonat, care ajută în general la recunoaşterea acestor procese. Una dintre formele acestui microrelief am amintit-o deja: este cornişa sau râpa de desprindere (fig. 105). Între ea şi masa alunecată rămâne o „depresiune" sau un uluc ale cărui dimensiuni sunt în directă legătură cu amploarea procesului care a generat-o. Uneori, atunci când masa alunecată se află dispusă sub forma unor valuri de pământ succesive, asemenea mici depresiuni se întâlnesc şi între valurile de alunecare. Unele depresiuni pot cantona chiar lacuri, bălţi sau mlaştini, aşa cum sunt cele de la Biia, Băgău, Pănade, Româneşti din Podişul Târnavelor.



Figura 106. Alunecări de teren sub forma de glimei în Podişul Târnavelor

Forme îmbrăcate de masa alunecată

În urma alunecării, masa de pământ care a suferit deplasarea ia forme foarte diferite, de la brazde şi lentile până la movile şi valuri. Ultimele sunt alunecări adânci (5-20 m şi chiar mai mult), iar masa alunecată se dispune sub forma unor ridicături conice, denumite de localnici movile (fig. 106). Există chiar şi un sat *Movile* în judeţul Sibiu, pe valea Hârtibaciului, al cărui nume este împrumutat de la alunecările foarte expresive din perimetrul său. În Câmpia Transilvaniei şi în Podişul Someşan asemenea forme sunt numite *grueţi* sau *ţiglăi*.

Alteori, masa alunecată are formă de val de pământ prelung şi înalt (25 –40 m). Aşa sunt alunecările de la Saschiz, lângă Sighişoara, de la Româneşti, la nord de Mediaş şi din alte locuri din Podişul Transilvaniei sau din Podişul Moldovei.

Condiţiile producerii alunecărilor de teren

Alunecările de teren sunt deplasări ale unor mase de material –de diferite volume– pe versanţi în producerea cărora *litologia* şi *apa* au un rol important.

Deşi sunt foarte răspîndite, alunecările de teren nu se produc decât pe un anumit tip de roci, ale căror proprietăţi – coeziunea şi frecarea interioară – pot fi modificate de apă. Aşa se explică larga dezvoltare a alunecărilor de

teren pe marne şi argile, roci care-şi modifică în limite foarte largi caracteristicile mecanice în funcţie de condiţiile în care se află.

Într-o succesiune de strate permeabile şi impermeabile, alunecările de teren se desfăşoară din plin, căci stratele impermeabile, de tipul marnelor şi argilelor, constituie suprafeţe de alunecare ideale pentru stratele permeabile dispuse deasupra lor. Într-o asemenea stratificaţie, infiltrarea apei duce la formarea unor strate acvifere ce pot crea presiuni şi subpresiuni, pot apărea izvoare, se pot desfăşura procese de eroziune şi de alterare, care toate sunt favorabile declanşării alunecărilor de teren. Dar şi modul cum sunt aşezate stratele influenţează desfăşurarea alunecărilor de teren. Astfel, pe stratele dispuse orizontal aceste procese au un caracter asecvent, iar pe stratele înclinate alunecările pot fi sau consecvente (când se desfăşoară pe suprafaţa stratelor) sau insecvente (când suprafaţa de alunecare intersectează sub un unghi oarecare planurile de stratificare ale rocilor).

Pentru a se declanşa o alunecare de teren este nevoie de o anumită pantă. Iată de ce *relieful* –prin înclinarea versanţilor– exercită o mare influenţă asupra alunecărilor de teren. Se cunosc cazuri când s-au produs alunecări pe versanţi slab înclinaţi (5-10°), dar trebuie reţinut faptul că, pe măsură ce panta lor creşte, devin mai favorabili alunecărilor de teren.

Fără *prezenţa apei*, alunecările nu pot avea loc, chiar dacă toate celelalte condiţii sunt întrunite.

Apa subterană poate modifica stabilitatea versanţilor prin schimbarea greutăţii masei de roci, ştiut fiind faptul că variaţiile de umiditate de 5-10%, provocate în mod curent de apele subterane, produc variaţii în greutate de 140-170 kg/m³ de pământ. Variaţiile de nivel ale apei subterane modifică rezistenţa rocilor argiloase, iar umectarea contactului dintre rocile permeabile şi cele impermeabile are ca urmare micşorarea frecării interioare, ceea ce favorizează alunecările de teren. Desigur, nu la fiecare variaţie de nivel a apei subterane se produc alunecări, dar aceste variaţii repetate duc la o succesiune de stări de labilitate şi de rigiditate a unui versant, ceea ce înseamnă zdruncinarea lentă a echilibrului acestuia.

Dar rolul apei subterane nu se rezumă la atât. Ea influenţează producerea alunecărilor de teren şi prin crearea unei subpresiuni în stratele permeabile cu nivel liber, prin forţa hidrodinamică exercitată de apa subterană în mişcare, prin acţiunea mecanică, de eroziune internă, precum şi prin spălare chimică.

Apa de suprafaţă participă indirect la apariţia alunecărilor de teren prin formarea ravenelor şi torenţilor, care pot constitui punctul de plecare al unor alunecări. Eroziunea laterală a râurilor duce la subminarea bazei versantului, modificând echilibrul acestuia şi cauzând declanşarea unor alunecări de mari proporţii.

Eroziunea liniară a reţelei hidrografice are ca urmare mărirea pantei versanţilor, intersectarea unor pânze de apă subterană sau a unui complex de strate care au în bază marne sau argile.

Este cunoscut că alunecările de teren nu se produc decât în anumite zone climatice, de unde se desprinde concluzia că *factorul climatic* are şi el

un cuvânt de spus în realizarea acestor procese. În această ordine de idei, se impun în primul rând *precipitaţiile*, deoarece ele determină umezirea rocilor şi variaţia nivelurilor apelor subterane şi de suprafaţă. În cazul alunecărilor de teren, interesează nu atât cantitatea de apă ce cade, ci mai cu seamă condiţiile în care se produc precipitaţiile. Ploile mocnite, dar de lungă durată, ca şi topirea lentă a zăpezii, permit o bună infiltrare a apei şi deci o îmbibare a substratului cu apă. În timpul ploilor torenţiale sau al topirii bruşte a zăpezii, scurgerea apei pe versanţi este rapidă şi ca atare infiltraţia are valori reduse. Totuşi, pe terenurile afectate de numeroase crăpături, ploile torenţiale pot contribui la declanşarea unor alunecări, deoarece are loc o bună infiltrare a apei prin fisuri şi crăpături. Variaţiile diurne de temperatură contribuie la degradarea rocilor prin apariţia unor fisuri şi crăpături ce slăbesc unitatea masei de roci.

În timpul dezgheţului rapid de primăvară, poate să rămână un strat îngheţat situat la adâncimi de 0,75-1 m, care, funcţionând ca un strat impermeabil, favorizează alunecarea pe el a stratului de sol dezgheţat.

Tăierea pădurilor are ca urmare deranjarea echilibrului dintre elementele mediului natural, care atrage după sine tendinţa de reechilibrare în condiţiile nou create. Pădurea, prin capacitatea ei de reţinere a unei însemnate cantităţi de apă din precipitaţii (până la 30%), prin infiltrarea treptată a apei în sol, prin evapotranspiraţie şi prin sistemul de rădăcini care constituie o adevărată armătură pentru stratul de sol, este o piedică în calea proceselor de alunecare. În cele mai multe regiuni deluroase şi montane, defrişarea făcută neraţional a fost urmată de alunecări de mari proporţii. Dar şi alte *acţiuni ale omului* pot avea ca urmare declanşarea unor alunecări de teren. Dintre acestea amintim doar câteva: terasarea necorespunzătoare a unor versanţi puternic înclinaţi, subminarea unor versanţi prin diferite lucrări, supraîncărcarea versanţilor cu diferite construcţii etc.

Cutremurele de pământ se înscriu atât în grupa factorilor care pregătesc alunecările de teren, prin deranjarea unităţii masei, cât şi în grupa factorilor declanşatori ai acestor procese. De cutremurele de pământ se leagă producerea unora din cele mai mari alunecări de teren. Astfel pot fi amintite alunecările din Chile (1960), Peru (1970), S.U.A. (1971), Iran (1979).

Producerea alunecărilor de teren

Producerea alunecărilor de teren poate avea loc brusc, fără a fi anunţată de anumite semne sau, dimpotrivă, alunecarea materialului pe versant poate fi lentă.

Declanşarea alunecărilor de teren poate să înceapă de la baza versantului, extinzându-se spre partea superioară a acestuia *(alunecări delapsive* sau *regresive)* sau, dimpotrivă, aceasta poate să afecteze la început partea superioară a versantului, antrenând mase de roci situate spre baza acestuia *(alunecări detrusive, progresive* sau de *împingere).* Nu toate alunecările de teren sunt la fel de bine exprimate în relief. Aceasta depinde, în primul rând, de grosimea pachetului de roci alunecate şi de suprafaţa zonei afectate de alunecări.

Multe alunecări se produc numai în depozitele acoperitoare, respectiv în sol şi în scoarţa de alterare, fiind puţin adânci. Foarte frecvente sunt însă alunecările care au loc la contactul dintre depozitele acoperitoare, de obicei mai afânate şi permeabile şi roca de bază. Astăzi, alunecările adânci (peste 5 m) care afectează şi pachetul de roci se produc mai rar, dar se pare că ele au avut condiţii optime de dezvoltare în ultimele faze interglaciare şi în postglaciar.

Alunecările de teren sunt „anunţate" de o serie de semne: crăpăturile mari şi profunde care se măresc treptat, prefigurând viitoarea râpă de desprindere, apoi ondulaţii ale terenului, chiar mici trepte pe versant, apariţia şi dispariţia unor izvoare şi altele. Presa relata la mijlocul anului 1979 despre o iminentă alunecare de teren care urma să afecteze oraşul italian Orvieto, cunoscut prin patrimoniul său arhitectural deosebit de valoros (Domul în stil gotic, Palatul papilar din sec. XIII-XIV, abaţia San Severo e Martirio din sec. XI-XII). Primul semnal de alarmă a fost dat în 1977, când au apărut numeroase fisuri în sol. După un an s-a ivit o crăpătură lungă de 400 m şi adâncă de 150 m, ceea ce a alertat conducătorii oraşului şi a determinat luarea unor măsuri de conservare a operelor de artă. Trebuie ştiut că Orvieto este situat pe un strat gros de cenuşă vulcanică dispus pe un strat de argilă.

În desfăşurarea procesului de alunecare se pot deosebi mai multe faze. În faza premergătoare alunecării se produce o mişcare iniţială lentă, care treptat se accelerează până când se ajunge la mişcarea de alunecare propriu-zisă, care este amplă si rapidă, reprezentând faza de apogeu. Cu încetarea mişcării de deplasare a masei de material începe faza de stabilitate sau de mişcări lente şi de mică amploare.

După producerea lor, unele alunecări de teren pot înceta definitiv, mai cu seamă în cazul în care s-a ajuns la o nouă stare de echilibru a versantului respectiv. Alteori însă procesul de alunecare se repetă la intervale mai mari sau mai mici de timp, afectând fie versantul, fie chiar masa alunecată anterior.

În ceea ce priveşte *viteza deplasării* masei de pământ alunecată, aceasta este foarte diferită fiind în funcţie de complexul factorilor care au cauzat producerea alunecării. Astfel, unele alunecări se produc lent, ceea ce permite menţinerea nederanjată a structurii pachetului de roci deplasate. Alteori viteza de deplasare este de 1-2 m pe oră (alunecări repezi), ajungând în cadrul alunecărilor bruşte la peste 2 m/h. Aşa-numitele prăbuşiri-alunecări se produc cu o viteză foarte mare, deplasarea pachetului de roci având un caracter instantaneu. Trebuie reţinut că viteza de deplasare nu este uniformă în interiorul masei alunecate, din cauza frecării inegale. Aceasta are ca urmare deranjarea structurii pachetului de roci deplasate, ceea ce conferă terenurilor alunecate un aspect haotic.

Mişcarea masei de pământ alunecată este diferită, fiind în funcţie de panta versantului, structura geologică, litologie, viteza de deplasare. Astfel, în terenurile alcătuite din argile şi şisturi argiloase, masa alunecată se deplasează pe o suprafaţă cilindrică sau parţial cilindrică. Acestea sunt

denumite *alunecări rotaţionale*, care permit ca pachetul de roci deplasate să poată rămâne intact.

Un alt tip de mişcare este cea *translaţională*, când materialul alunecat se deplasează în lungul unei suprafeţe plane înclinate.

Alunecările curgătoare reprezintă mişcări lente ale unei mase de pământ de slabă consistenţă, în urma cărora se mai pot distinge cu greu trăsăturile iniţiale ale masei alunecate.

4.4.2.4. Solifluxiunea

În regiunile montane înalte, pe pajiştile alpine, unde pantele depăşesc 5°, se pot vedea mici movile de pământ înierbate cu contur circular sau semicircular, situate pe curbele de nivel. „Muşuroaie" asemănătoare se întâlnesc şi în regiunile cu climă rece, mecanismul formării lor fiind acelaşi. În timpul verii stratul superficial de sol se dezgheaţă şi alunecă peste substratul rămas îngheţat. Procesul, cunoscut sub numele de *solifluxiune*, se produce lent şi mascat, căci deplasarea solului dezgheţat şi îmbibat cu apă are loc pe sub covorul de iarbă, care rămâne de obicei nederanjat datorită „armăturii" formate de reţeaua de rădăcini. Uneori, solifluxiunea afectează areale întinse, iar materialul alunecat se acumulează sub forma unor trepte denumite *terasete de solifluxiune*.

4.4.2.5. Torenţii de noroi

Un proces mai rar întâlnit, dar cu urmări foarte păgubitoare, îl constituie *torenţii de noroi*. Ei se aseamănă cu alunecările de teren, dar au unele trăsături comune şi cu torenţii de apă, iar mişcarea lor şi chiar unele dintre formele create de ei amintesc, la scară redusă, de gheţari. Solul şi roca supraîmbibate cu apă formează o adevărată pastă care „curge" pe pante printr-un canal cu dimensiuni variabile. La baza versanţilor sau la schimbarea unghiului de pantă, materialul scurs se opreşte din mişcare, formând un con de depunere.

Declanşarea torenţilor de noroi are loc instantaneu, iar prin mişcarea brutală distrug totul în calea lor. Manifestarea torenţilor de noroi presupune posibilitatea acumulării apei pe versanţi, în spatele unor mici contrapante. Numai în aceste condiţii solul şi roca se îmbibă bine cu apă şi pot curge. Dimensiunile unui torent de noroi depind în mare măsură de suprafaţa supraumectată (bazinul de recepţie) şi ele variază de la câteva zeci de metri până la câteva sute.

Din cauza distrugerilor mari pe care le provoacă (bararea şoselelor, a căilor ferate, a văilor, distrugerea sau degradarea construcţiilor etc.) se impun măsuri ferme de preîntâmpinare a producerii torenţilor de noroi, eliminând în primul rând o parte din cauzele care-i generează.

O caracteristică a torenţilor de noroi este reactivarea lor succesivă după anumite perioade de timp. Astfel, un torent de noroi produs pentru prima oară în februarie 1939 la Nehoiaşu, pe Valea Oii, s-a reactivat în noiembrie 1940 (când a distrus calea ferată de pe malul stâng al Buzăului) şi apoi în 1955. Asemenea procese găsesc condiţii prielnice de dezvoltare şi în ţara noastră: în Subcarpaţii de Curbură, în Podişul Moldovei şi în Podişul Transilvaniei.

Forme de relief rezultate în urma proceselor de meteorizaţie şi gravitaţionale

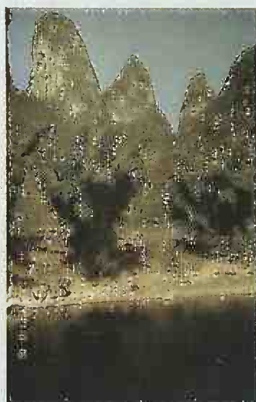


Figura 107. Căpăţâni de zahăr în Sudul Chinei



Figura 108. Pădurea împietrită, China.



Figura 109. Piatră oscilantă

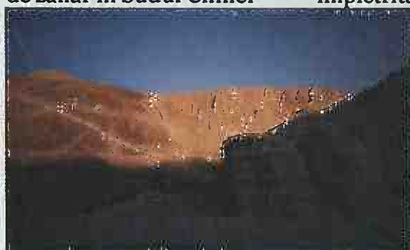


Figura 110. Pădurea împietrită, China.



Figura 111. Bloc de piatră prăbuşit, suspendat, Pădurea împietrită, China.



Figura 112. Conuri şi trene de grohotiş în Munţii Alpi



Figura 113. Bloc de piatră prăbuşit



Figura 114. Alunecarea de teren de la Vaiont, Italia anul 1963 (*sursa: www.giam2.zrc-sazu.si*)



Figura 115. Grădina Zmeilor (Sălaj)

Distrugeri mari provoacă torenţii de noroi în regiunile cu climat excesiv, cum se întâmplă în jurul oraşului Los Angeles, la poalele Munţilor Coastelor. Ploile abundente de la sfârşitul anului 1933 au generat mari torenţi de noroi (100 m lăţime, 2-6 m grosime), care în noaptea de Anul Nou, în 1934, au pătruns în orăşelele La Crescento şi Montiosa, provocând mari pagube materiale.

Un tip aparte îl constituie torenţii de noroi din regiunile vulcanice formaţi din cenuşa vulcanică şi apa căzută în timpul erupţiilor.

4.5. PROCESELE HIDRICE PE VERSANŢI

Un rol important în modelarea reliefului îl are apa meteorică. Acţiunea ei se manifestă sub forma picăturilor de ploaie, a curenţilor peliculari şi a curenţilor de albie. Indiferent de forma de manifestare, acţiunea apei meteorice este un proces complex care constă în desprinderea particulelor de sol sau rocă, deplasarea şi depunera acestora, în urma căreia rezultă forme de relief specifice.

4.5.1. Pluviodenudaţia

Este procesul de izbire a unor particle de sol sau rocă sub acţiunea picăturilor de ploaie. La contactul cu solul, energia cinetică a picăturilor de ploaie este consumată în acţiunea de desfacere şi împrăştiere a agregatelor de sol. Forţa picăturilor de ploaie de care depinde eficacitatea acestui proces, este în funcţie de greutatea, viteza, unghiul de incidenţă cu suprafaţa topografică şi desigur, de caracteristicile solului sau a rocii pe care cad.

Desprinderea particulelor de sol se realizează prin şocul picăturilor de ploaie în momentul contactului cu solul, prin „explozia agregatelor de sol” şi prin dispersia liantului dintre particulele de sol. Aproape concomitent cu impactul picăturilor de ploaie cu solul se produce şi împroşcarea (aruncarea acestora din locul iniţial).

4.5.2. Scurgerea apei pe versanţi

În timpul ploilor sau a topirii zăpezii o parte a apei se inflitrează în sol sau /şi în roci iar o altă parte se scurge sub diferite moduri pe versanţi.

Scurgerea apei pe versanţi este diversă, în funcţie de origine, modul de producere şi formele de eroziune asociate. În general, se deosebesc două moduri de scurgere a apei pe versanţi: sub forma de pânză (sau peliculară) şi sub forma curenţilor concentraţi.

4.5.2.1. Eroziunea peliculară

Cunoscut şi sub alte denumiri (ablaţie, eroziunea difuză, erozinea laminară, eroziunea areolară) acest proces constă în scurgerea difuză a apei,

sub formă de pânză pe pante uniforme. Bine exprimat în regiuni deşertice unde precipitaţiile, deşi rare, au un caracter torenţial, vegetaţia este absentă, pantele sunt relativ uniforme. Prin acest proces sunt înlăturate orizonturile superioare ale solului sau „produsele" dezagregării. Acest proces nu generează forme de relief, dar el contribuie la dezvoltarea altor procese, prin aducerea la zi a noi suprafeţe de contact ale rocilor cu agenţii subaerieni.

4.5.2.2. Scurgerea apei sub forma curenţilor concentraţi

Acest mod de scurgere a apei pe versanţi îmbracă forme diverse în funcţie de cantitate de apă care se concentrează pe un anumit traseu şi de dimensiunile şi caracterul temporal al formelor de relief rezultate (Mac I, 1986).

Scurgerea sub formă de şiroaie elementare împrăştiate în funcţie de neuniformitatea suprafeţei topografice, a cărei influenţă o resimt, desfăcându-se şi repliindu-se.

Scurgerea în formă de şuvoaie în rigole cu o durată mai mare de menţinere a formei rezultate care are aspectul unui mic şanţ, puţin adânc (până la 50m), orientat pe linia de cea mai mare pantă a versantului. Ele pot evolua spre forme mai mari (ogaşe) sau pot dispărea prin anastomozare sau prin intervenţia antropică.

4.5.2.3. Scurgerea sub formă de şuvoaie în albii permanente

Acest mod de scurgere a apei pe versanţi generează în funcţie de stadiul de evoluţie *ogaşe, ravene* şi *torenţi.*

Ogaşele (fig. 122) sunt şanţuri neregulate a căror adâncime variază între 0,5-2m. Secţiunea lor transversală este asemănătoare literei V, iar traseul lor poate fi rectiliniu sau sinuos.

Pe versanţii cu înclinări mari, uniformi şi neacoperiţi de vegetaţie sau cu o vegetaţie sărăcăcioasă, alcătuiţi din roci friabile (marne, argile etc) ogaşele foarte dese conferă reliefului aspectul unor dinţi de fierăstrău. Întrucât această situaţie terenurile devin impracticabile, ele au fost numite *pământuri rele (fig. 116; badlands-uri).*

Forme de relief foarte interesante rezultate în urma conlucrării mai multor procese (dezagregarea şi alterarea) în care scurgerea apei pe versanţi, mai cu seamă sub forma curenţilor concentraţi de dimensiuni mici (ogaşe) sunt *piramidele coafate sau piramidele de pământ (fig. 95 şi 96).* Formarea lor este legată de existenţa unor strate sau fragmente de roci care protejează rocile mai puţin rezistente la eroziune de sub ele. Apa sub forma curenţilor concentraţi înlătură materialul friabil din jurul „scuturilor" de rocă mai dură, ceea ce face ca în timp să rămână în relief adevărate coloane care au la partea superioară un fragment de rocă mai dură. În geneza acestor forme de relief un rol îl au şi procesele de meteorizaţie.

Ravena este o formă de relief mai evoluată, rezultat al proceselor de scurgere a apei sub formă de curenţi concentraţi. De obicei, ravena provine din ogaşe, adâncimea ei depăşind 2-3 m. La o ravenă se pot deosebi mai multe părţi: vârful ravenei (partea superioară care este într-o permanentă transformare datorită înaintării prin eroziune regresivă; fig. 123), malurile

sau pereţii ravenei, fundul ravenei (de obicei neregulat, cu mici rupturi de pantă) şi canalul de depunere a matertialelor erodate transportate de curentul de apă. O ravenă poate fi simplă sau poate fi ramificată datorită ogaşelor de pe malurile ei sau în partea superioară.



Figura 116. Bad-lands în „Valea Morţii" SUA (foto Morar Cezar)

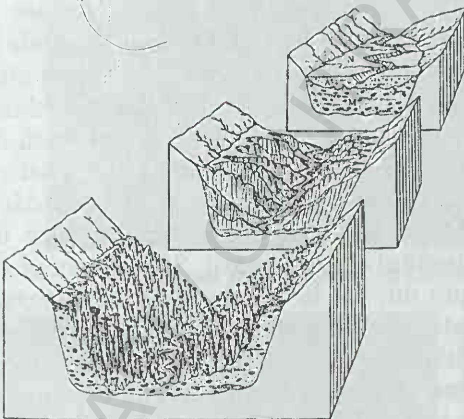


Figura 117. Formarea piramidelor coafate în depozite morenaice

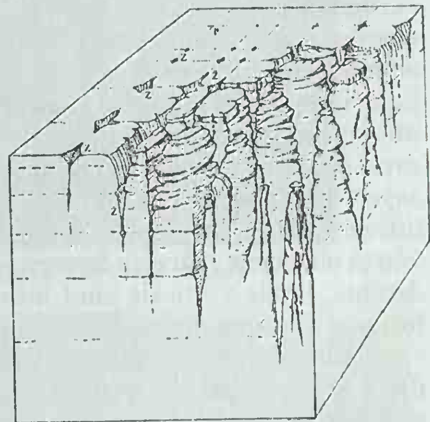


Figura 118. Formarea piramidelor de pământ

Torenţii din punct de vedere hidrologic torenţii sunt cursuri temporare de apă formate pe versanţi în timpul ploilor bogate sau a topirii bruşte a zăpezii.

Din punct de vedere geomorfologic, termenul de torent defineşte forma de relief rezultată în urma unui proces torenţial. Pentru a nu se confunda cele două noţiuni se mai foloseşte şi termenul de organism torenţial pentru forma de relief.

La un torent se pot deosebi:

-bazinul de recepţie - suprafaţa de pe care el îşi „culege" apa prin intermediul rigolelor, ogaşelor şi ravenelor. Forma sa se aseamănă cu o pâlnie, în interiorul căreia ogaşele şi ravenele converg spre punctul cel mai coborât de unde începe.

-canalul de scurgere, care are aspectul unui jgheab adânc şi îngust mărginit de maluri abrupte afectate de spălarea în suprafaţă, şiroire şi alunecări de teren. Lungimea sa poate să ajungă la câteva sute de metri sau chiar kilometri. Profilul longitudinal are o pantă mare dar neuniformă, iar pe fundul său se păstrează o parte din materialele transportate de curentul de apă;

-conul de dejecţie este format din materialele erodate şi transportate de torentul de apă, depuse la schimbarea bruscă a pantei (de obicei la contactul versantului cu lunca unui râu). Are o formă de evantai ale cărei dimensiuni diferă în funcţie de cantitatea de material transportată şi depusă de curentul de apă. Prin calităţile sale (pantă mică, sursă de apă potabilă, ferit de inundaţii) conul de dejecţie este una dintre formele de relief intens utilizate în activităţile antropice. Pe unele dintre ele se găsesc resturi ale unor culturi materiale sau edificii spirituale (biserici).

Formele de relief rezultate prin scurgerea apei sub forma curenţilor concentraţi se pot asocia dând naştere unor geosituri deosebit de interesante. Acestea apar ca o expresie a eroziunii diferenţiate manifestată în condiţiile existenţei unui substrat geologic în care alternează roci mai rezistente la eroziune (gresii cimentate, calcare, conglomerate etc) cu roci mai sensibile la acţiunea agenţilor externi (argile, marne, nisipuri, gresii slab cimentate etc). La noi în ţară un asemena geosit este *Râpa Roşie* (fig. 57; jud Alba), declarat monument al naturii. Pe un front de cca. 800 m lungime şi o diferenţă de nivel de 125 m, apa a creat, prin eroziune diferenţială, forme de relief cu aspect de turnuri, coloane, obeliscuri, contraforturi, şanţuri adânci, dând întregii „râpe" un aspect fantastic. Culoarea roşie-violacee a gresiilor de vârstă oligocenă măreşte farmecul şi ineditul acestui geosit. Şi ca opera să fie deplină, liniile verticale sunt întrerupte din loc în loc de poliţe structurale formate din conglomerate mai cimentate şi mai rezistente la eroziune.

Un geosit asemănător este şi la Stăncioi (jud Vâlcea) unde, pe versantul drept al văii cu acelaşi nume, sunt numeroase râpe cu dimensiuni diferite, în care şiroirea a sculptat forme aproape incredibile: adâncituri mari cu aspect de hornuri sau de tuburi de orgă, creste de pământ care separă şanţuri adânci, piramide de pământ ş.a. Policromia stratelor de nisipuri, pietrişuri, marne de vârstă neogenă, adaugă un plus frumuseţii locului. Ca şi geositul de la Râpa Roşie şi de cel de la Stăncioi se află pe lista monumentelor naturii ocrotite de lege. Asemănătoare celor două geosituri este şi Groapa Ruginoasă din Munţii Apuseni (fig. 120).

Procese hidrice pe versanţi



Figura 119. Bad-lands (SUA) (foto Morar Cezar)



Figura 120. Groapa Ruginoasă (Munţii Apuseni)



Figura 121. "Labirint" în Canionul Bryce (foto Cezar Morar)



Figura 122. Rigole şi ogaşe



Figura 123. Obârşia unei ravene

4.6. RÂURI ŞI FLUVII

4.6.1. Caracteristici generale

Unele dintre cele mai interesante situri geomorfologice sunt rezultatul acţiunii apelor curgătoare permanente asupra scoarţei terestre.

Râurile şi fluviile sunt un agent morfogenetic complet al cărei triplă acţiune (eroziune, transport şi acumulare) se particularizează prin caracteristicile curgerii apei în albii.

4.6.1.1. Curgerea apei din râuri

În albia râurilor au loc o serie de procese (variaţii de nivel şi de debit, variaţii ale vitezei curentului de apă ş.a) a căror variabilitate este determinată de elemente climatice, morfologice, geologice, biotice etc.

Principalele forţe care acţionează asupra masei de apă din râuri sunt forta gravitaţională responsabilă de evacuarea apei spre aval şi forţele de frecare legate de rugozitatea albiei, care au tendinţa de a frâna viteza scurgerii. Un impact mai redus asupra curgerii apei din râuri îl au şi forţele lui Coriolis şi forţa centrifugă.

Curgerea apei în albia râurilor poate prezenta mai multe moduri: uniformă, neniformă, constantă, laminară, turbulentă, linistită, agitată. Dintre acestea, curgerea neuniformă şi neregulată-numită curgere turbulentă-este cea întâlnită frecvent. Opusă acesteia este curgerea laminară sub formă de şuviţe de apă paralele, care este foarte rar întâlnită. Modalitatea curgerii -laminară sau turbulentă- depinde de densitatea, adâncimea, vâscozitatea şi viteza curentului de apă

Energia râurilor –din care o parte este convertită în lucru mecanic– este direct proporţională cu debitul şi cu pătratul vitezei curentului de apă. Energia râurilor este consumată pentru a învinge piedicile din albie (rugozitatea, vâscozitatea) şi pentru transportul materialelor. Diferenţa dintre enegia brută şi energia consumată constituie energia netă. De valoarea acesteia depinde, în mare măsură, întreaga acţiune a râurilor. Cu cât valoarea ei este mai mare, cu atât eroziunea râului va fi mai puternică. Odată cu reducerea energiei nete, capacitatea de eroziune şi transport a râurilor scade, iar depunerea materialelor va fi prezenta.

4.6.1.2. Eroziunea fluviatilă

Acţiunea mecanică a apelor curgătoare de secţionare a scoarţei terestre, al cărei rezultat este formarea văilor, poartă de numirea de *eroziune fluviatilă*. Aceasta este dependentă de înlăturarea materialelor erodate, asigurându-se astfel, un contact permanent cu substratul în care este adâncit râul. Pe de altă parte, eroziunea este susţinută de fragmentele de rocă transportate în diferite forme de către curentul de apă.

Eroziunea fluviatilă este controlată de factori extrinseci, care ţin de dinamica curentului de apă (debit, viteza, densitate, materiale transportate)

şi de factori intrinseci, cum este erodabilitatea substratului, care influenţează forma văii în secţiune transversală (*Gilvear D.J, Bravard J.P*, 1993).

La rândul ei, eroziunea liniară se manifestă atât în sensul curgerii curentului de apă (eroziune liniară directă) cât şi contrar acestuia, respectiv de la vărsare spre izvor (eroziune regresivă).

Eroziunea liniară directă se datoreşte curgerii turbulente a apei în albii. Turbioanele sau vârtejurile formate contribuie la erodarea albiei atunci când capătul lor inferior a ajuns pe fundul acesteia „scobind" excavaţiuni sau gropi. Asemenea „gropi" cu contur circular sau oval formate în calcare sau în alte roci rezistente poartă numele de *marmite*, iar dimensiunile lor variază de la câtiva centimetri până la câţiva metri.

Eroziunea laterală se manifestă în plan orizontal şi are ca efect lărgirea albiei minore şi majore. Ea se datorează curenţilor din albia râurilor, a micilor valuri care subminează baza malurilor provocând surpări ale acestora. Eficacitatea acestui proces depinde şi de materialul din care sunt constituite malurile, majoritatea albiilor minore fiind săpate în propriile materiale aluvionare. Eroziunea liniară şi cea laterală nu se exclud, ci ele se completează reciproc în cursul unui râu, rezultatul lor fiind formarea văii cu toate elementele sale.

4.6.1.3. Transportul fluviatil

Materialele rezultate prin eroziune şi cele provenite de pe versanţi sunt antrenate în mişcare de curentul de apă, care le transportă în lungul talvegului. Apa din râuri „participă" la acest proces ca şi factor motor, ca element purtător şi ca lubrifiant (diminuează frecarea dintre particulele antrenate în mişcare în patul albiei).

Întrucât apa este şi un bun solvent, transportul fluviatil se referă atât la paricule solide cât şi la substanţele dizolvate (transportul în soluţie).

Transportul materialelor solide este în funcţie de energia şi densitatea curentului de apă şi de dimensiunile particulelor materiale. Odată cu creşterea cantităţii de aluviuni din apa râurilor sporeşte şi densitatea apei, ceea ce permite curentului de apă să antreneze în mişcare şi unele fragmente de rocă mai mari sau ma grele. În funcţie de aceşti factori, transportul materialelor solide de către râuri se face în suspensie, prin salturi şi prin târâre-rostogolire.

Caracteristicile materialelor transportate în suspensie se schimbă pe măsură ce se modifică şi viteza (curgerea) curentului de apă. Astfel, la o viteză redusă a curentului de apă doar particulele fine rămân în suspensie. Pe măsură însă ce viteza şi turbulenţa curentului de apă cresc sunt antrenate în acest tip de transport –în suspensie- şi particulele mai mari.

Deplasarea prin salturi a materialelor antrenate de curentul de apă se datorează caracterului turbulent al curegii apei din râuri şi vitezei de cădere a aparticulelor de apă (*Vladimirescu I*, 1978). În general, dimensiunile particulelor de material antrenate în acest tip de mişcare cresc direct proporţional cu viteza curentului de apă. Aceasta înseamnă că aceeaşi particulă poate fi transportată prin târâre, prin salturi sau în suspensie (temporar) în funcţie de energia disponibilă a râului. După cum, la acelaşi

debit şi viteză a apei, se vor găsi concomitent particule antrenate în mişcare în toate cele trei moduri, în funcţie de dimensiunile lor.

Transportul în soluţie se explică prin contactul apei cu substanţe solubile, cele mai frecvente fiind carbonaţii, sulfaţii, clorurile şi acidul silicic. Conţinutul de substanţe dizolvate în apa râurilor variază în timp şi spaţiu; aceasta fiind într-un raport invers proporţional cu debitul râului. O mare cantitate de substanţe solubile conţin râurile care traversează roci calcaroase şi salifere.

4.6.1.4. Acumularea fluviatilă

Reducerea vitezei curentului de apă are ca urmare micşorarea capacităţii de transport însoţită de depunerea unei părţi din materialele transportate. Ordinea de depunere a particulelor transportate este inversă celei de antrenare în mişcare.

Materialele transportate şi apoi depuse de râuri formează *aluviunile sau deozitele aluvionare*. În profilul longitudinal al albiei se depun simultan aluviuni deosebite din punct de vedere petrografic şi al dimensiunii şi greutăţii lor. Astfel, în sectorul superior al râurilor predomină materialele grosiere, uneori de dimensiuni mari. În sectorul mijlociu aluviunile sunt formate din pietrişuri şi nisipuri, iar în sectorul inferior materialele din pietrişuri şi nisipuri, materialele foarte fine sunt predominante.

Depunerile fluviatile se diferenţiază după locul şi modul în care s-a produs aluvionarea: în albia minoră, în albia majoră şi la vărsarea râurilor în alţi colectori, mări, lacuri, oceane.

Depunerile din albia minoră nu au un caracter permanent, ele pot fi reluate şi transportate mai departe de curentul de apă. Aceste depuneri pot fi întâlnite sub forme diferite: de mici dune sau riduri, bancuri de nisip; ostroave, renii.

Depunerile din albia majoră se produc in condiţiile revărsării apei peste maluri. Efectul acestui proces constă în înălţarea albiei majore, a formării depozitelor aluvionare specifice şi a grindurilor.

Depunerile terminale, în funcţie de mediul în care are loc aluvionarea, sunt depuneri terminale subaeriene şi subacvatice.

Forma elementară pe care o îmbracă depozitele aluvionare subaeriene este *conul de dejecţie*, iar forma complexă rezultată din juxtapunerea şi suprapunerea mai multor conuri de dejecţie este *piemontul*.

Depunerile terminale subacvatice dau naştere deltelor- în locurile unde mareea este slabă- sau sunt antrenate în larg de către curenţii marini.

La vărsarea fluviilor în mări şi oceane, aluviunile participă într-o manieră importantă la formarea *câmpiilor de nivel de bază sau terminale*.

4.6.1.5. Profilul longitudinal şi nivelul de bază al râurilor

Caracteristica esenţială a acţiunii râurilor asupra scoarţei terestre rezidă din faptul că aceasta este „condiţionată” de un anumit nivel, denumit *nivel de bază*, care poate fi reprezentat de mare, ocean, lac, sau un râu de ordin superior. În funcţie de nivelul de bază se realizează *profilul*

longitudinal al râurilor. Acesta este reprezentarea grafică în plan vertical a liniei talvegulului.

Aspectul profilului longitudinal al râurilor depinde de relief, alcătuire geologică, regimul climatic al regiunii respective precum şi de debitul râului şi de stadiul de evoluţie în care se afla valea. Particularităţile profilului longitudinal au permis individualizarea a trei sectoare în lungul văii:

-în sectorul superior, evident în cazul râurilor de munte, panta de scurgere este mare, ceea ce face ca viteza cursului de apă să fie la fel. Aici apar praguri, cascade şi repezişuri, iar râul dispune de o mare cantitate de energie;

-în regiunile deluroase (sectorul mijlociu) panta şi viteza curentului de apă se reduc, râul pierde din energie, ceea ce înseamnă depunerea unei părţi din materialele transportate;

-în sectorul inferior -specific câmpiilor- panta este foarte redusă, energia râului este mică, ceea ce conduce la meandrarea si bifurcarea curentului de apă;

Faţă de gheţari, râurile au tendinţa să-şi realizeze un profil de echilibru (reprezentat printr-o linie parabolică descendentă regulată) în funcţie de nivelul de bază. Orice modificare a nivelului de bază a unui râu atrage după sine ajustarea profilului longitudinal în raport cu noua situaţie creată.

4.6.2. Valea fluviatilă

Valea este principala formă de relief, rezultată în urma acţiunii apelor curgătoare asupra scoarţei terestre. Forma şi dimensiunile ei sunt în funcţie de calibrul râului, alcătuirea substratului geologic, stadiul de evoluţie şi alţi factori locali. Principalele elemente ale unei văi fluviatile sunt: albia, terasele şi versanţii.

4.6.2.1. Albia râurilor

Este spaţiul de pe fundul unei văi ocupat permanent sau temporar cu apă. În cadrul unei văi se deosebesc o albie minoră şi o albie majoră. Variablele independente (alcătuirea geologică) şi cele dependente (debitul râului, panta, materialele transportate) implicate în geometria şi dinamica albiilor formează un sistem complex. Modificările în alimentarea râului sau oscilaţiile nivelului de baza (local) conduc la o adaptare rapidă a formei şi dinamicii albiei.

Albia minoră (fig. 124) este spaţiul din cadrul albiei râurilor ocupat permanent de apă. Ea este delimitată faţă de albia majoră de maluri „săpate" de cele mai multe ori în depozite aluviale relativ fine (nisip mărunt, particule argiloase). Fundul albiei minore este tapat cu nisipuri grosiere, pietrişuri sau chiar cu bolovănişuri. În sectoarele rectilinii ale albiei minore, malurile sunt simetrice, pe când în cazul sinuozităţilor malul concav este abrupt, iar malul convex este prelung şi mai putin înclinat conferind albiei minore un aspect asimetric în secţiune transversală. La debite mici curentul de apă ocupă porţiunea cea mai adâncă din albie minoră numită talveg sau canal de etiaj.

Acesta nu are o poziţie simetrică faţă de cele două maluri, apropiindu-se alternativ de unul sau de altul dintre ele. De-a lungul talvegului curenţii turbionari au sculptat „gropi”, iar depunerile dau naştere pragurilor sau vadurilor, sectoare mai puţin adânci din albia minoră.

Depunerile din albia minoră au ca rezultat general ridicarea fundului albiei. Ele au forme, dmensiuni şi durată de timp variabile în funcţie de natura lor, viteza curentului de apă, pantă şi o serie de factori locali (vegetaţia, intervenţia antropică ş.a).



Figura 124. Albia minoră a Crişului Repede la Şuncuiuş.

Ridurile sau ripple marks sunt mici ondulaţii de aluviuni asemănătoare dunelor de nisip şi ca formă şi ca dinamică. Existenţa lor este însă efemeră.

Bancurile de nisip sunt acumulări subacvatice de dimensiuni mai mari, alungite în sensul curgerii râului, având un aspect amigdaloid. Ele pot fi efemere sau se pot permanentiza, dând naştere prin emersie ostroavelor (insulelor). Odată cu apariţia acestora, cursul de apă se bifurcă, iar albia majoră se lărgeşte. *Reniile* sunt depuneri laterale în albia minoră şi însoţesc mai cu seamă malurile convexe ale râurilor. Sunt alcătuite din nisip, pietriş, resturi de organisme vii (cochilii de moluşte).

Tipuri de albii minore. Leopold L.B. si Wolman J.P (1957) disting următoarele tipuri de albii minore: albii rectilinii, albii menadrate şi albii împletite.

a.) Albiile meandrate au o abie minoră unică formând bucle mai mult sau mai puţin marcate. Se consideră că un râu este meandrat atunci coeficientul său de sinuozitate este mai mare de 1,5; sub această valoare albiile minore sunt rectilinii.

Procesul de mendrare este condiţionat de o serie de factori generali (dinamica fluviatilă) şi locali (obstacole în albie, vegetaţie). Pentru caracterizarea meandrelor se folosesc următorii parametri: lungimea, amplitudinea, raza de curbură, sinuozitatea ş.a.



Figura 125. Albia minoră a Bistriţei

În secţiunea transversală bucla unui meandru este asimetrică, având malul concav foarte înclinat sau chiar abrupt, iar cel convex este prelung şi cu o pantă mai redusă.

Curgerea apei într-o albie mendrată se caracterizează prin lipsa de paralelism între liniile curentului şi cele două maluri. Spre malul concav liniile curentului de apă sunt convergente, ducând la erodarea acestuia, iar spre malul convex, acestea sunt divergente, favorizând depunerea materialelor.

Ca urmare a acestei dinamici a curentului de apă, cotul meandrului suferă o deplasare spre aval, iar bucla meandrului se dezvoltă continuu. Acest fenomen cunoscut sub denumirea de migrarea mendrelor conduce la un moment dat la intersectarea spaţiului dintre două bucle apropiate (pedunculul), la formarea unui traseu de curgere a apei şi la izolarea suprafeţelor cuprinse iniţial în bucla unui meandru (popină).

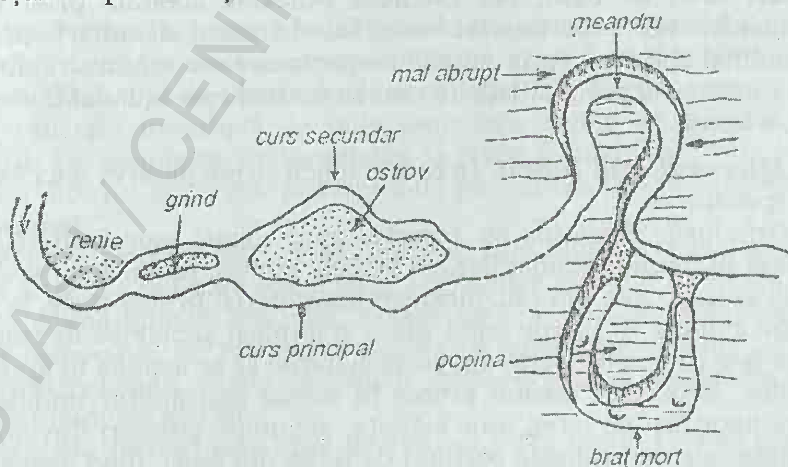


Figura 126. Formaţiunile din albia minoră a râurilor (Zăvoianu, I., 1999)

În raport cu formaţiunile în care sunt modelate meandrele pot fi:

-meandre libere, modelate în depozitele aluviale. La rândul lor acestea pot fi simple (o succesiune de bucle simple aflate în diferite stadii de evoluţie) şi meandre compuse, când pe o buclă mare s-au dezvoltat mai multe bucle mai mici;

-meandre încătuşate - mai rare - sunt rezultatul adâncirii râului (prin antecedenţă sau epigeneză) în roci cu rezistenţă mare la eroziune. Spre deosebire de cele libere, acestea sunt stabile, valea este îngustă şi mărginită de versanţi foarte înclinati.

b.) Albiile împletite presupun existenţa mai multor canale care se împart şi se reunesc, conturând bancuri sau bare de nisip şi/sau pietriş care apar sub formă de insule.

c.) Modelul de *albii ramificate* se referă la situaţiile în care un râu curge în cadrul luncii prin mai multe „braţe”.

Albia majoră sau lunca râurilor

Termenul de albie majoră defineşte - după unii autori - o noţiune hidrologică, înglobând porţiunea care este acoperită cu apă numai în timpul viiturilor. După alţi autori, termenul de albie majoră scoate în evidenţă aspectul morfologic şi hidrogenetic al patului aluvial, arătând caracterul de câmpie aluvială. Termenul de luncă este mai cuprinzător, el referindu-se la un complex fizico-geografic de îmbinare -chiar şi nestabilă- dintre apă, uscat şi vegetaţie sau spaţiul neinundabil (grinduri, popine, conuri) care, ca poziţie se află în zona albiei majore.

Forma şi calibrul luncii sunt în funcţie de panta râului, de debitul şi viteza acestuia, de care depinde capacitatea lui de eroziune şi transport. Nu trebuie neglijată structura geologică prin care curge râul, precum şi declivitatea şi configuraţia malurilor.

Dezvoltarea lunci presupune menţinerea unui timp îndelungat a aceluiaşi nivel de bază, sau eventual ridicarea acestuia prim mişcări neotectonice sau prin mişcări eustatice. În cazul deranjării profilului longitudinal al râului (prin mişcări neotectonice sau schimbări climatice) lunca rămâne suspendată faţă de râu, ea nu mai este inundată, devenind, astfel, o terasă.

Microrelieful luncii. În cadrul luncii se pot observa mici forme de relief specifice ei.

Grindurile fluviatile au aspectul unor diguri uşor înălţate, ele se formează în timpul inundaţiilor, pe ambele maluri, în imediata vecinătate a albiei minore. Apa din râu, încărcată cu material în suspensie, la ieşirea din albia minoră îşi pierde rapid viteza şi implicit şi puterea de transport, ceea ce face ca o mare parte din acest material să se depună în apropierea malurilor. Repetarea acestui proces în cursul mai multor inundaţii, dă naştere unor fâşi de teren uşor înălţate, denumite grinduri fluviatile. Ele constituie cele mai ridicate porţiuni de teren din lunci, fiind acoperite de apă numai în timpul inundaţiilor mari.

În cazul râurilor mari, grindurile au dimensiuni condiderabile.

Astfel, în Delta Dunării, braţele principale sunt mărginite de „diguri" cu lăţimi de 60-120 m, iar în lungul fluviului Mississippi, la confluienţa cu Ohio până la vărsare, grindurile au lăţimi de 4-5 m.

Alte forme de relief pozitive în luncă sunt şi micile resturi din terasele de meandru, unii martori structurali sau conuri de dejecţie.

Dintre formele negative amintim cursurile părăsite (fig. 126), în care se strâng ape moarte sau se formează mlaştini, despletirile cursului principal , râurile false, iar dintre cele antropogene – gropile de exploatare a balastului.

În profil transversal, o luncă poate fi dezvoltată simetric faţă de râu sau asimetric, în funcţie de o serie de factori generali sau locali.

4.6.2.2. Terasele fluviatile

Alternanţa fazelor de eroziune şi de sedimentare, cu un bilanţ favorabil eroziunii, determină geneza teraselor fluviatile. O terasă este un fragment rezidual dintr-o luncă, sau mult sau mai puţin retuşat prin eroziune şi pus în relief prin incizia ulterioară a râului

Elmentele morfologice ale teraselor sunt reprezentate prin două planuri: podul şi fruntea terasei şi prin două linii de contact: muchia şi ţâţâna.

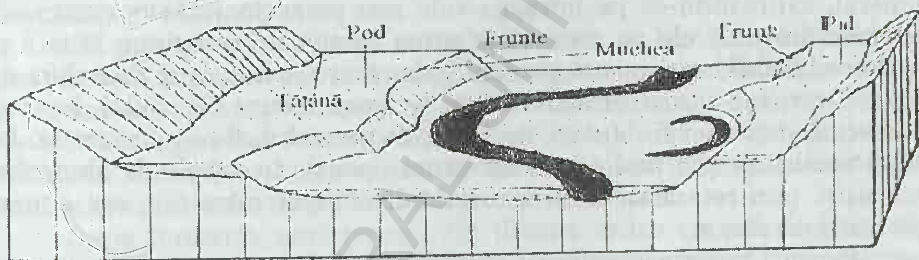


Figura 127. Elementele unei terase fluviatile

Podul terasei reprezintă fostul fund de vale, rămas suspendat şi apare ca o suprafaţă cvasiorizontală şi aproape uniformă. Poate fi sculptat direct în rocă sau poate fi situat pe depozitele de aluviuni depuse de râu. Continuitatea sa în cadrul văii este întreruptă de văile secundare, create de afluenţii râului principal. De asemenea, uniformitatea sa poate fi modificată prin parazitarea cu diferite materiale provenite de pe fruntea terase superioare sau de pe versant.

Fruntea terasei este planul înclinat care face racordul între două poduri de terasă sau între podul terasei inferioare şi luncă. Înălţimea frunţii reflectă amplitudinea eroziunii liniare care a dus la individualizarea terasei respective, iar înclinarea sa este în funcţie de mai mulţi factori: structural geologică, ritmul şi modul cum s-a produs adâncirea râului, evoluţia ulterioară a sa etc.

Muchia terasei este linia de contact între podul terasei şi fruntea acesteia. În funcţie de gradul de păstrare a terasei, muchia poate avea un traiect drept, sinuos, concav, convex, convex-convax etc.

Ţâţâna terasei este linia prin care podul se leagă de fruntea terasei

superioare sau de versant. Ea este uşor de urmărit atunci când contactul dintre două terase este net şi mai dificil în cazul parazitării podului.

Structura teraselor este dată de specificul geologic al depozitelor care o formează. Poate fi observată atât în aflorimentele de pe teren -mai cu seamă întâlnite în fruntea teraselor-, cât şi în foraje. În structura unei terase se disting două tipuri de formaţiuni: roca de bază şi depozitele de terasă.

Rocile de bază în care au fost tăiate terasele, pot fi foarte variate cuprinzând întreaga serie a formaţiunilor cunoscute (magmatice, metamorfice şi sedimentare).

Depozitele de terasă sunt formate din nisipuri, pietrişuri, mâluri, dispuse într-o structura încrucişată. De altfel, depozitele de terasă sunt asemănătoare cu cele de luncă. La partea superioară a depozitelor de terasă se dispune, uneori, un orizont mai fin format din nisipuri, iar alteori se întâlneşte un orizont de argilă fină aluvială.

Tipurile de terase. Clasificarea teraselor se poate face după mai multe criterii: genetic, structural, al vârstei, al aspectului profilelor longitudinal şi transversal.

Sub aspect genetic, aşa cum s-a putut vedea şi mai sus, terasele pot fi: climatice, eustatice, tectonice, mixte. Acestea au de obicei un caracter general, extinzindu-se pe întreaga vale sau pe sectoare importante ale acesteia. Întrucât ele au rezultat în urma unui ciclu (eroziune liniară şi eroziune laterală) mai poartă şi numele de *terase ciclice*. Spre deosebire de acestea, *terasele locale* se întâlnesc pe sectoare reduse ale râului, în mod incidental şi ele pot fi de etiaj, de baraj, de meandru, fluvioglaciare şa. Pe lângă acestea se pot *întâlnii pseudoterase* formate în zonele de alunecări, prăbuşiri, prin retezarea unor conuri de dejecţie de către râu, sau a unor glacisuri laterale ş.a.

Punând la baza clasificării teraselor *criteriul structural,* acestea se împart în:

-terasele în rocă (fig. 128), tăiate în roca de bază, fără a avea vreun depozit aluvionar pe ele. Se întâlnesc, mai cu seamă, în cursul superior al râurilor, acolo unde predominantă este eroziunea.

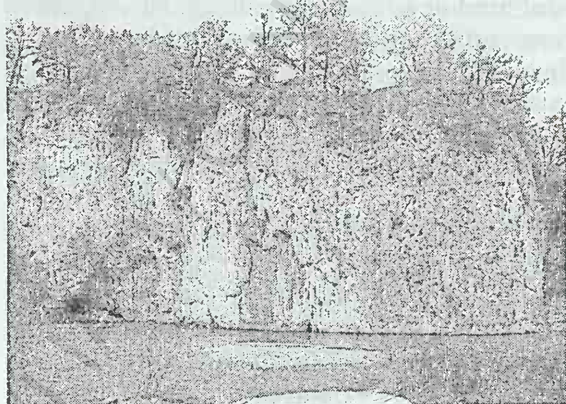


Figura 128. Terasă în rocă în Defileul Crişului Repede la Şuncuiuş

-terasele aluviale sau mixte -cele mai frecvent întâlnite- prezintă structura normală, având în bază roca mamă peste care se dispune un orizont de pietriş, nisip, mâluri. Formarea lor este tipică: o repriză de eroziune laterală şi acumulare (formarea luncii) urmată de o alta de eroziune liniara

(sculptarea frunţii).

După *dispunerea teraselor în profil transversal,* ele pot fi simetrice sau *bilaterale,* atunci când se întâlnesc pe amândoi versanţii văii şi *asimetrice* sau *monolaterale,* păstrate numai pe un versant al văii. Cauzele care condiţionează păstrarea teraselor numai pe un versant al văii sunt multiple: structura geologică, petrografia, mişcările tectonice, morfodinamica fluviatilă, aportul de apă al afluenţilor, expoziţia versanţilor şa. Asimetria teraselor poate fi completă (pe Târnava Mică, Târnava Mare) sau parţială.

Altitudinea şi numerotarea teraselor. *Altitudinea teraselor* se măsoară de la nivelul luncii actuale până la partea superioară a depozitelor de terasă, fără a se lua în considerare depozitele care parazitează terasa. Prima scară a altitudinii teraselor, bazată pe criterii eustatice, aparţine lui *Ch. Deperet,* care a deosebit următoarele nivele: 15-20 m; 30-40 m; 55-60 m şi 90-100 m. Pentru ţara noastră au fost stabilite, în general, următoarele nivele de terasă, situate altitudinal la: 5-7 m, 8-15 m, 30-35 m, 50-55 m, 75-80 m, 90-100 m şi foarte rar 150-160 m, 210-260 m.

Altitudinea relativă a teraselor poate varia, în cadrul aceleiaşi văi, de la câţiva metri la câţiva zeci de metri, variaţie cauzată de morfodinamica fluviatilă, tectonică, structură ş.a.

Cât priveşte numerotarea teraselor, aceasta se face, în geomorfologie, începând de la terasa cea mai nouă spre cea mai veche. Folosirea acestui procedeu se explică prin faptul că terasele inferioare apar cel mai bine în cadrul văilor, pe când cele superioare (mai vechi) sunt mai puţin păstrate. Astfel, cu 1 se numerotează terasa cea mai nouă, mergând cu numerotarea până la cea mai veche terasă întâlnită în cadrul unei văi.

După formarea unei terase, din diferite cauze ea este fragmentată, degradată sau pe alocuri, chiar distrusă. În asemenea condiţii se păstrează numai porţiuni din terasă sub formă de umeri, care racordaţi în lungul văii ajută la reconstituirea terasei respective.

În concluzie, studiul teraselor fluviatile se impune atât din punct de vedere practic cât şi teoretic. Prin înclinarea redusă a podurilor şi prin structura lor, terasele constituie terenuri favorabile construcţiilor de orice tip precum şi a practicării unei agriculturi intensive.

Sub aspect teoretic, terasele ajută la reconstituirea evoluţiei unei văi, a descifrării condiţiilor climatice sau a mişcărilor tectonice, care au avut loc într-o regiune în timpul sculptării văii respective.

4.6.2.3. Versanţii

Versanţii sunt suprafeţe înclinate care fac racordul între interfluvii şi albia minoră sau majoră a râurilor.

Forma versanţilor se apreciază după aspectul profilului lor. Întrucât versanţii nu sunt suprafeţe uniforme şi nici continue pentru caracterizarea lor s-a convenit admiterea a două categorii de elemente: elemente de suprafaţă şi curburile (*Mac I.,* 1986). Primele apar ca faţete în care linia profilului este continuă. Curburile marchează modificările care apar în profilul versantului.

În raport cu poziţia faţă de un plan orizontal, aceste curburi pot fi concave sau convexe. Uneori, neuniformitatea liniei profilului unui versant nu este marcată prin curburi ci prin abrupturi, sub forma unor discontinuităţi angulare.

În funcţie de modul de asociere a elementelor amintite mai sus, versanţii au fost împărţiţi în versanţi simpli şi versanţi complecşi (fig. 129).

La rândul lor, versanţii simpli pot fi: liniari sau rectilinii, când profilul este redat printr-o linie dreaptă, concavi a căror linie de profilul are o descreştere a unghiului spre partea inferioară şi convecşi în cazul în care raza curburii se menţine la aceeaşi valoare până la baza versantului.

În profilul versanţilor complecşi apare o alternanţă de elemente de suprafaţă şi de curburi cu înclinări diferite.

Forma versanţilor este expresia conjugării mai multor factori, dintre care cei mai importanţi sunt:

-caracteristicile litologice şi structurale ale substratului geologic în care sunt modelaţi. Sunt foarte importante proprietăţile mecanice ale rocilor şi rezistenţa acestora la acţiunea agenţilor modelatori externi; dispunerea în strate a rocilor sedimentare, orientarea şi înclinarea straturilor, alternanţa unor roci cu comportament diferit faţă de agenţii externi;

-ritmul şi intensitatea proceselor de modelare, care sunt în funcţie de condiţiile climatice care se află la un moment dat în regiunea respectivă;

-activitatea antropică prin unele lucrări directe (terasări, rambleieri) sau indirecte prin stimularea sau diminuarea desfăşurării unor procese geomorfologice.

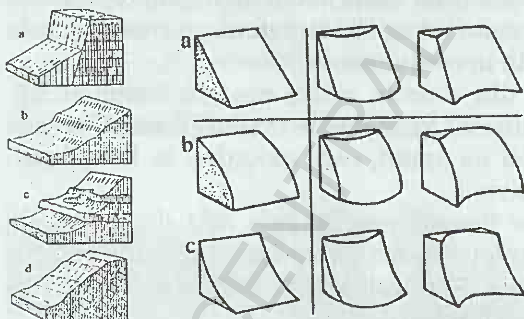


Figura 129. Tipuri de versanţi. Versanţi complecşi (stânga), versanţi simpli (dreapta): a) liniari, b) convecşi, c) concavi.

Dinamica versanţilor. Versantul este definit ca o suprafaţă înclinată pe care se exercită forţa gravitaţiei. În dinamica lor, pe lângă această constantă fizică, intervin şi alţi factori. Unii dintre acestea au un rol pasiv, (substratul geologic, panta de ansamblu sau pe sectoare) solul, orientarea (expoziţia) versanţilor. Alţi factori cu rol activ, impunând tipul, ritmul şi intensitatea proceselor morfogenetice: apa (în toate stările ei), vântul, mişcările neotectonice (îndeosebi cele violente de tipul cutremurelor de pământ), omul. Stabilitatea unui versant poate fi apreciată în ansamblu sau pe diferite sectoare ale sale. Fiecare etapă a formării unui sector de versant se caracterizează prin combinarea într-un anumit mod a proceselor geomorfologice, de unde rezultă diferenţele de stabilitate variabilă în timp.

Starea versantului este determinată de intrările şi ieşirile de energie şi de masă din cadrul său. Intrările de energie în sistemul versant sunt de

natură cosmică (energie solară), telurică (seisme, mişcări tectonice, gravitaţia) şi de altă natură (eoliană).

Intrările de masă se datoresc precipităţilor, mutaţiilor de material în cadrul versantului de la partea superioară spre cea inferioară.

Numeroasele combinări ale intrărilor de masă şi de energie în sistemul versant determină tipul şi intensitatea proceselor morfogenetice, implicit şi dinamica acestora.

Ieşirile de energie şi de masă se manifestă sub forma transportului sau a deplasării materialelor pe versanţi.

Raportul dintre intrările şi ieşirile de masă şi de energie este exprimat prin forma versantului. Astfel, dacă intrările sunt superioare ieşirilor, versanţii vor avea un profil convex. Versanţii liniari sunt o expresie a echilibrului acestui raport, iar versanţii concavi sunt rezultatul predominării ieşirilor de masă şi energie din sistem.

Versantul apare ca o expresie calitativă a reliefului indicând stadiul de evoluţie a acestuia cât şi o expresie cantitativă a formelor de relief, considerate prin geometria sau/şi dimensiunea acestuia.

Un versant poate evolua spre o stare de echilibru, în general, în două moduri: prin uzura descendentă şi descreşterea unghiului de pantă şi prin retragerea paralelă a segmentelor sale.

4.6.3. Tipuri de văi fluviatile

Tipologia văilor este diferenţiată în funcţie de criteriul care a stat la baza clasificării respective.

După gradul de evoluţie se deosebesc: *văi tinere* (cu profil transversal asemănător literei V închis); *văi în stadiu de maturitate şi văi în stadiu de bătrâneţe* (largi, cu versanţii puternic evazaţi, cu profil longitudinal foarte apropiat de cel de echilibru).

În funcţie *de raportul cu structura geologică, văile* fluviale pot fi: văi de falie, văi de tip canion (în structuri orizontale), văi *consecvente, obsecvente, subsecvente şi resecvente* (în structuri monoclinale) *văi de anticlinal de sinclinal şi de tip* ruz (pe structuri cutate).

Structurilor discordante le sunt specifice văile epigenetice care s-au instalat iniţial în roci friabile, dar apoi s-au adâncit în roci mai dure pe care au fost nevoite să le secţioneze. În cazul lor, mişcările tectonice nu au nici un rol.

Specifice regiunilor afectate de mişcări tectonice pozitive sunt *văile antecedente*. Valea existentă anterior mişcărilor tectonice, continuă să se adâncească, pe acelaşi traseu, şi în timpul manifestării acestora.

În funcţie de orientarea faţă de principalele linii tectonice sau orografice, văile pot fi: *longitudinale* (cele orientate în acelaşi sens cu direcţia culmilor sau a liniilor tectonice dintr-o regiune), *transversale, diagonale şi mixte*. Un rol important în aspectul văilor îl are *petrografia unei regiuni*. Este cunoscut faptul că sunt văi specifice loessului, gresiei, calcarului, argilei ş.a. Nu ne vom opri asupra caracteristicilor acestor văi, deoarece acest lucru îl vom face într-un capitol următor. Dorim totuşi să facem o precizare în legătură cu văile de tip canion, defileu şi cheie. *Canionul* este o vale adâncă şi îngustă, cu versanţii verticali sau în trepte, formată de obicei, pe structură tabulară.

Cheia este un sector de vale foarte îngustă, cu pereţii verticali.

Defileul este un sector de vale îngust săpat în roci dure (magmatice sau metamorfice). Se pot da ca exemple defileele Oltului de la Jigodin, Tuşnad, Racoş, de la Turnu Roşu şi Cozia etc.

În funcţie de aspectul profilului transversal, văile se împart cel mai frecvent în *văi simetrice* şi *văi asimetrice. Văile simetrice* se întâlnesc destul de rar, predominând sectoarele sau văile asimetrice, fapt ce a şi atras atenţia asupra lor.

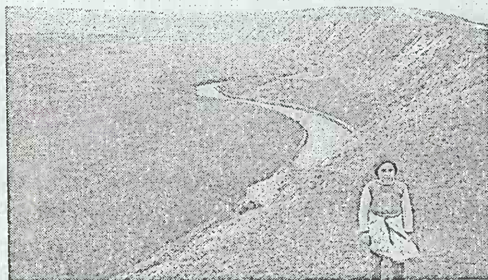


Figura 130. Meandru pe râul Răut (Orheii Vechi, Rep. Moldova)

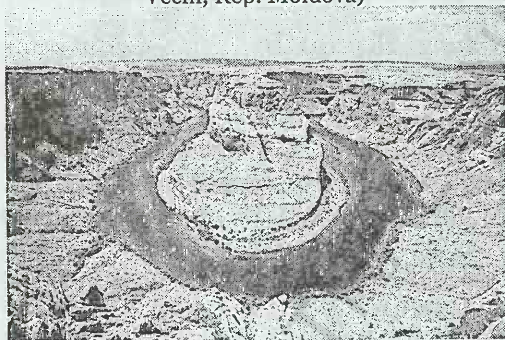


Figura 131. Mendru încătuşat în Canionul Colorado (SUA; *sursa: www.i37.timypic.com*)



Figura 132. Terasă fluviatilă

Cauzele asimetriei văilor sunt multiple. *C.Brătescu* (1938) grupează astfel aceste cauze:

-astro-fizice-rotaţia Pământului. Conform legii lui Coriolis, orice corp care se mişcă orizontal pe suprafaţa terestră, în sens meridian, suferă o deplasare spre dreapta în emisfera nordică şi spre stânga în emisfera sudică. Se dau ca exemple văile râurilor Volga, Don, Nipru, ale căror maluri de pe partea dreaptă sunt înalte şi povârnite, iar pe partea stângă sunt lunci imense.

-climatice -insolaţia, direcţia vânturilor dominante. Cât priveşte insolaţia, se observă că versanţii sudici, expuşi mai mult timp radiaţiei directe, au tendinţa de a deveni mai teşiţi decât cei nordici;

-generate de reţeaua hidro-grafică sau de dinamica apei din râuri, altitudinea punctelor de confluenţă (legea lui Hilber conform căreia între două văi vecine evoluţia versanţilor se face mai repede şi mai intens către valea cu nivelul mai coborât); aportul mai mare al afluenţilor de pe o parte (de exemplu Oltul în Depresiunea Făgăraş), meandrele.

-legate de structura geo-logică, stratificaţia monoclinală sau cutată, tectonica, diferenţa petrografică dintre două maluri ale unui râu.

Alte cauze, mai puţin importante, sunt: vegetaţia, acţiunea omului etc.

4.7. MORFOLOGIA ŞI DINAMICA GLACIARĂ

„Gheţarii din Alpi prezintă un interes intrinsec care întrece interesul ştiinţific; au fost pentru mine o sursă de izbucnire a vieţii şi a bucuriei; ei m-au făcut să admir splendidul lor decor şi au lăsat în sufletul meu amintiri care nu se şterg"
(J. Tyndall, 1860)

Unele dintre cele mai spectaculoase geosituri se întâlnesc în zonele montane înalte ocupate astăzi sau în Pleistocen de gheţari. Geositurile în a căror geneză rolul principal îl are gheaţa se întâlnesc şi în zonele reci ocupate de gheţarii continentali sau de calotă. Gheţarii montani şi cei de calotă constituie agentul modelator principal, lor alăturându-se şi alte procese cum sunt dezagregarea, rostogolirea, prăbuşirea, solifluxiunea, iar substratul geologic oferă nuanţarea şi varietatea formelor de relief rezultate.

Astăzi, gheţarii ocupă aproximativ 16.300.000 km², faţă de 42.000.000 km² cât ocupau ei în timpul glaciaţiunii cuaternare. Repartiţia masei de gheaţă pe glob este neuniformă, fiind în funcţie de altitudine, latitudine, climă şi de alţi factori.

După *S.V. Kalesnik* (1984) suprafaţa ocupată de gheţari, în diferite regiuni, este urmatoarea:

- Regiunile polare nordice 2.100.000 km²
- Regiunile temperate din emisfera nordică 100.000 km²
- Regiunile temperate din emisfera sudică 21.000 km²
- Regiunile polare sudice 14.100.000 km²

Se poate observa că aproximativ 99% din suprafaţa ocupată de gheţari se găseşte în regiunile polare.

Alături de râuri, vânt, mare, gheţarii sunt un agent complet, exercitând asupra scoarţei terestre o acţiune triplă: de eroziune, transport şi acumulare.

4.7.1. Formarea gheţarilor

Acumulările de zapadă de pe suprafaţa Pământului depind de climă, relief, latitudine. Oriunde pe glob, la o anumită altitudine, există posibilitatea acumulării zăpezilor perpetui şi transformarea lor în gheţari. Temperaturile scăzute ale aerului şi precipitaţiile solide abundente constituie condiţiile necesare formării maselor de gheaţă. Limita inferioară a posibilităţilor de acumulare a zăpezii poartă denumirea de *limita zăpezilor persistente* şi ea este variabilă, fiind în funcţie de *variaţiile termice* de la suprafaţa Pământului. De la această limită în sus se desfăşoară hionosfera, spaţiul în care este posibilă formarea gheţarilor. Limita superioară a acestui înveliş nu poate fi stabilită, deoarece ea depăşeşte, ca altitudine, vârfurile cele mai înalte ale munţilor.

Limita zăpezilor persistente este situată la altitudini mari în zona ecuatorială, la peste 5000 m (Kilimandjaro, 5095 m, Ruwenzori, 5100 m) şi coboară spre regiunile polare, unde ajunge la nivelul oceanului. Urmărind curba care reprezintă limita zăpezilor persistente se observă următoarele:

-ea se ridică cel mai mult deasupra regiunilor subtropicale, şi nu la Ecuator, datorită predominării mişcărilor descendente ale aerului, care generează precipitaţii reduse;

-coborârea către regiunile polare nu se face continuu şi uniform, din cauza circulaţiei generale a atmosferei, a influenţei curenţilor oceanici, a poziţiei reliefului în calea maselor de aer;

-în Emisfera Sudică, datorită caracterului oceanic al climei, limita zăpezilor persistente se situează, la latitudini corespunzătoare, mai jos decât în emisfera nordică. De la 62° latitudine sudică, spre sud, limita zăpezilor coboară la nivelul oceanului, ceea ce în emisfera nordică se realizează în condiţii excepţionale.

Pe lângă aceşti factori generali, o serie de influenţe locale impun abateri de la regula generală a limitei zăpezii. Astfel, poziţia în interiorul continentului joacă un rol important în cazul masivelor din centrul Asiei, prin cantitatea redusă de precipitaţii. În partea de est a Tibetului, limita zăpezilor persistente se situează la 6300m-6500m. În afara limitei zăpezilor persistente se prelungesc limbile gheţarilor care avansează în alte domenii climatice, unde se topesc.

De asemenea, în interiorul hionosferei există suprafeţe care nu sunt acoperite cu zăpadă. Acestea sunt vârfurile stâncoase abrupte pe care zăpada nu se poate menţine sau nunatak-urile din inlandsisuri.

Formarea gheţarilor se poate realiza în condiţiile în care porţiuni ale scoarţei terestre ajung în hionosferă. Cele mai favorabile regiuni pentru acumularea zăpezii sunt cele plane (de platou), concave şi bazinele de recepţie ale râurilor sau ale torenţilor.

Principala sursă de alimentare a gheţarilor o constituie precipitaţiile solide care se depun direct în regiunea de alimentare. Alături de acestea, mai participă avalanşele, zăpada adusă de vânt, precipitaţiile lichide.

Zăpada dă naştere gheţarilor după un lung proces care se derulează în mai multe etape. Zăpada proaspăt căzută se tasează sub propria sa greutate. În acelaşi timp ea suferă un proces de metamorfoză prin creşterea cristalelor secundare şi eliminarea aerului. În prima fază a acestui proces, zăpada formată din mici cristale de gheaţă se transformă, sub influenţa presiunii exercitată de noile straturi acumulate, în *mici granule rotunde* care poartă numele de *firn*. În *firn,* mărimea şi numărul porilor scad, are loc un schimb de molecule între granule, iar granulele mici dispar, locul lor fiind luat de cele mari. Densitatea firnului ajunge la 0,6 faţă de 0,2, care este densitatea caracteristică zăpezii.

Prin procese complexe de tasare, topire şi reîngheţare, masa volumetrică scade, iar firnul se transformă în *gheaţă de gheţar*, a cărei densitate creşte până la 0,9 (peste 830kg/m³).

Proprietatea principală a gheţii de gheţar este plasticitatea, care este cu atât mai mare cu cât presiunea este mai ridicată şi cu cât temperatura este mai aproape de punctul de topire. Datorită acestei proprietăţi, gheaţa poate „curge", atunci când se îndeplinesc anumite condiţii de pantă sau de presiune.

4.7.2. Deplasarea masei de gheaţă

Mobilul deplasării masei de gheaţă îl constituie gravitaţia (prin pantă), în cazul gheţarilor montani şi diferenţa de presiune existentă între zona de alimentare şi zonele periferice în cazul gheţarilor de calotă.

În procesul curgerii gheţii un rol important revine reîngheţării apei provenită din topirea gheţii, ceea ce face ca gheţarul să se menţină ca o masă compactă. Gheaţa supusă presiunii se rupe în bucăţi, o parte din ele se topesc, iar apa rezultată umple golurile formate. În momentul în care presiunea se reduce, apa provenită din topire reîngheaţă refăcând, astfel, omogenitatea masei de gheaţă. Pe de altă parte, la orice temperatură, două blocuri de gheaţă supuse unei presiuni mari se sudează între ele.

Astăzi, se admite că presiunea existentă în masa de gheaţă şi reîngheţarea sunt cauzele principale ale plasticităţii gheţii şi a curgerii ei. Datorită plasticităţii sale, gheaţa se poate adapta oricărei forme de relief şi se poate deplasa în anumite condiţii. Astfel, la o pantă de 1°, pentru a putea curge este necesară o grosime a gheţii de 60-65 m, pe când pe o pantă de 45° gheaţa se pune în mişcare şi atunci când are doar 1,5-2 m grosime.

Parametrii de care depinde curgerea glaciară se pot împărţi în două categorii:

-caracteristicile gheţii: stadiul cristalizării, temperatura, ponderea apei interstiţiale;

-caracteristicile substratului: panta, natura litologică şi rugozitatea „patului", îngustarea sau lărgirea văii ş.a.

După *J. Weertman* (1964) şi *L. Liboutry* (1965), trei mecanisme fundamentale stau la baza curgerii glaciare:

-*alunecarea prin topire şi reingheţare:* presiunile diferite la contactul cu protuberanţele substratului provoacă variaţii ale punctului de congelare şi alternanţe ale îngheţului şi dezgheţului, permiţând curgerea;

-*alunecarea prin plasticitate:* deformarea de tip plastic a gheţii în contact cu obstacolele;

-*glisarea prin cavitaţia generalizată:* formarea în aval de obstacolele din albie a numeroase cavităţi care se umplu cu apă topită şi care izolează gheţarul de substrat. Acest tip de scurgere are acţiune numai în cazul gheţarilor cu grosime mică.

Deplasarea masei de gheaţă este sacadată, datorită faptului că tensiunile se acumulează la extremităţile blocului de gheaţă până în momentul în care reuşesc să depăşească forţa de frecare a gheţii cu rugozităţile substratului geologic. Din aceleaşi cauze în masa de gheaţă apar o serie de crăpături cunoscute sub denumirea de *crevase.* Ele se formează

când există un exces de extensiune (într-o albie convexă), fie datorită unui exces de compresiune (într-o albie concavă). Crevasele sunt dovezi concrete ale mulării gheţii pe suprafaţa topografică. Unele crevase au o poziţie transversală în masa de gheaţă (în condiţiile amintite mai sus), altele sunt longitudinale şi apar în zonele terminale unde extensia este mare. Viteza mai mare a deplasării în partea centrală a masei de gheaţă în raport cu părţile laterale, în cazul gheţarilor montani, favorizează apariţia crevaselor diagonale.

Viteza curgerii glaciare este foarte variabilă, fiind în funcţie de starea gheţii şi de caracteristicile substratului. Ea poate fi aproape nulă la baza gheţarilor (în zona centrală) de tip calotă şi poate atinge 30m/zi în cazul gheţarilor temperaţi cu o cantitate sporită de apă interstiţială şi pantă accentuată.

Partea superficială a gheţarilor avansează mai repede decât cea profundă, iar partea lor mediană mai repede decât părţile laterale, din cauza frecării de substratul pe care curg.

Atât în cazul gheţarilor de calotă cât şi a gheţarilor montani, viteza de deplasare a masei de gheaţă este foarte redusă (300-400 m/an) în cazul gheţarilor de calotă şi ceva mai mare în cazul gheţarilor montani (700-1300 m/an în Himalaya).

Rolul apei în procesele glaciologice. Apa prezentă pe masa de gheaţă, în interiorul sau la baza sa poate proveni din apele de pe suprafaţa uscatului, din infiltraţii, din topirea bazală a gheţii (datorită fricţiunii cu substratul geologic) şi din sursele (izvoare) de apă subglaciară. Se formează astfel cursuri de apă supraglaciare, inaglaciare şi subglaciare, care, datorită vâscuozităţii mari preiau şi transportă materialele mai fine (nisipuri), dar pot antrena şi fragmente de rocă mai mari.

Cursurile de apă din masa de gheaţă sunt discontinue, instabile şi variabile. Însă ele creează canale intra- şi subglaciare şi chiar văi înguste cu aspect de canion, care pot ajunge la 100m adâncime, iar în pereţii lor sunt sculptate adevărate marmite (*Y. Veyret*, 1998).

Bilanţul glaciar. În deplasarea lor, gheţarii ajung sub limita zăpezilor persistente, unde gheaţa se topeşte ca urmare a pătrunderii lor în alte etaje climatice. Înaintarea, retragerea sau stagnarea gheţarilor este consecinţa raportului existent între acumularea şi pierderea masei de gheaţă.

Termenii acestui raport –alimentare şi pierdere– permit stabilirea a două sectoare în lungul unui gheţar: un sector de alimentare, în care are loc acumularea gheţii şi care este situat deasupra limitei zăpezilor persistente şi un sector de ablaţie sau de topire a gheţii, situat sub limita amintită mai sus. Linia de separare a sectorului de acumulare din amont şi sectorul de ablaţie din aval –numită linie de echilibru– variază în funcţie de timp, loc şi de climă.

Ablaţia gheţarilor este cauzată de radiaţia solară directă, convecţia aerului cald, radiaţia termică a stâncilor neacoperite de zăpadă, şiroirea de pe masa de gheaţă şi chiar de către radiaţia termică a albiei gheţarului. Pe

lângă acest proces de ablaţie, la pierderea de material de către gheţar mai participă şi spulberarea zăpezii în zona de acumulare, precum şi formarea icebergurilor la capetele sau la marginile sale.

Raportul dintre ablaţie şi alimentare determină *bilanţul glaciar* sau echilibrul glaciar. În funcţie de modul cum se realizează acest raport, gheţarul poate creşte, atunci când acumularea este mai mare decât pierderea; poate stagna, când cei doi termeni ai bilanţului sunt egali, sau poate regresa, când pierderea de gheaţă este mai mare decât acumularea. În primul caz, gheţarii vor înainta, iar în cel de-al treilea ei se vor retrage.

Cauza înaintării şi a retragerii gheţarilor constă în modificarea condiţiilor de acumulare şi de pierdere care duc la modificarea limitei zăpezilor persistente.

4.7.3. Tipuri de gheţari actuali

Criteriile de clasificare a gheţarilor actuali sunt diferite. Vom aminti câteva dintre ele, şi anume cele care au un caracter general.

Un prim criteriu de clasificare a gheţarilor este *mărimea (talia)* lor în funcţie de care se disting *gheţari de mici dimensiuni* (gheţarii de circ sau gheţarii de vale), situaţi în munţi, şi *marile sisteme glaciare sub formă de calotă.*

Starea fizică a gheţarului, caracterizată prin temperatura de la partea superioară a masei de gheaţă, permite deosebirea a trei tipuri de gheţari:

-*gheţari polari* (reci), cu temperatura sub 0°C în tot timpul anului, ablaţie foarte slabă, zăpada se transformă lent în firn;

-*gheţari temperaţi* (calzi), a căror temperatură este sub 0°C numai iarna, iar vara predomină ablaţia;

-*gheţari intermediari.*

În funcţie de *dinamica gheţii,* gheţarii au fost împărţiţi în:

-*gheţari activi* cei care au o deplasare mai rapidă;

-*gheţari pasivi* a căror mişcare este lentă;

-*gheţari morţi* care persistă numai datorită încetinelii cu care se topeşte gheaţa, deoarece alimentarea numai are loc.

Cea mai uzitată clasificare a gheţarilor îi împarte, în:

-*gheţari de calotă,* continentali sau inlandsisuri;

-*gheţari locali sau de munte.*

4.7.3.1. Gheţarii montani

În regiunile montane înalte situate deasupra limitei zăpezilor permanente zăpada se acumulează şi se transformă în gheaţă de gheţar în zonele de obârşie a râurilor, în bazinele de recepţie torenţiale, pe versanţii neuniformi sau în alte zone depresionare. Gheţarii montani sunt întâlniţi sporadic pe suprafaţa Pământului (de la Ecuator la pol), în funcţie de altitudinea reliefului şi de climă. Iau naştere în condiţii diferite de relief, din care cauză, şi forma şi dimensiunile lor sunt foarte variate.

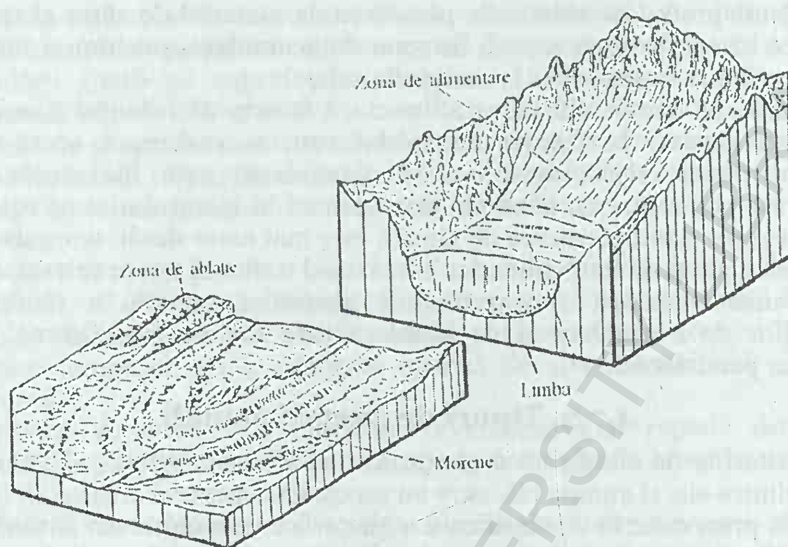


Figura 133. Părţile unui gheţar montan

La un gheţar montan se pot deosebi următoarele părţi (fig. 133):

-corpul gheţarului –corespunde zonei de alimentare– poate fi situat pe fundul mai larg al unui bazin de recepţie sau pe versanţii neuniformi ai munţilor (circ glaciar). Acumularea zăpezii în circuri se face direct din precipitaţii precum şi prin avalanşele care se produc pe versanţii circului sau adusă de vânt. Datorită presiunii, zăpada se transformă, în adâncime, în gheaţă de gheţar, plastică şi opalescentă (datorită bulelor de aer pe care le conţine). Uneori, masa de gheaţă din circ este separată de versanţii acestuia printr-un spaţiu liber destul de larg, denumit *rimaye* (cauzat, se pare, de diferenţa termică a stâncii);

-din circul glaciar, surplusul de gheaţă, datorită presiunii masei de gheaţă şi a pantei terenului, curge, îmbrăcând aspectul de limbă (*limba gheţarului*). Dimensiunile sale diferă de la gheţar la gheţar şi sunt în funcţie de poziţia altimetrică a zonei de alimentare faţă de zona de ablaţie, de bilanţul glaciar, de aspectul văii fluviatile sau torenţiale prin care se scurge şi de alţi factori locali. Ajunsă în etajul climatic cu temperaturi medii anuale mai mari de 0°C gheaţa se topeşte, dând naştere unor mici cursuri de apă.

Dinamica gheţarilor montani. Despre fizica curgerii glaciare, în general, ne-am ocupat atunci când am făcut unele observaţii de ansamblu asupra gheţarilor. Aici vom prezenta unele aspecte caracteristice numai dinamicii gheţarilor montani.

În primul rând, „curgerea" gheţarilor montani este tributară gravitaţiei. Cu cât panta este mai mare, cu atât grosimea gheţii (deci şi a presiunii) necesară pentru deplasare poate fi mai mică. Surplusul de gheaţă din circ, datorită plasticităţii sale, se scurge prin valea glaciară. Viteza de curgere nu este determinată numai de pantă, ea este în funcţie şi de împingerea ce se

exercită din amont spre aval (viteza aici este mai mare) şi de tracţiunea care se manifestă din aval (în cazurile în care viteza este aici mai mare).

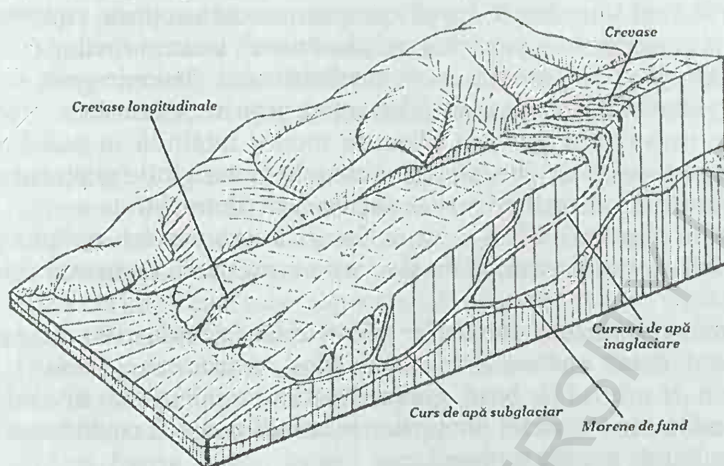


Figura 134. Secţiune prin limba unui gheţar

Observaţiile şi studiile efectuate asupra gheţarilor montani pun în evidenţă trăsăturile dinamicii acestora. Se pot observa unele asemănări între dinamica fluviatilă şi cea glaciară, dar şi unele deosebiri. Astfel, la suprafaţă se constată că viteza gheţii este mai mare înspre mijlocul limbii şi mai mică spre margini, din cauza frecării gheţii de versanţii văii. Ca şi la râuri, punctele cu viteză maximă nu se găsesc exact pe mijloc ci ele urmăresc cotiturile văii, deplasându-se uşor spre „malurile" concave.

În profil transversal, „epura" vitezei glaciare arată că valorile cele mai mari se găsesc la suprafaţă; ele scad spre fund, unde se înregistrează şi cele mai mici valori, din cauza frecării cu rugozităţile albiei .

Cercetările recente arată că, în timp, viteza gheţarilor este uniformă, neexistind variaţii anotimpuale sau zilnice.

În profil longitudinal al limbii unui gheţar există o variaţie a vitezei de deplasare a masei de gheaţă, aceasta fiind mai mare în aval de praguri şi se reduce mult în zonele mai largi (chiuvete), situate amont de praguri.

Eroziunea gheţarilor montani. Majoritatea cercetătorilor admit că gheţarii au o putere de eroziune moderată şi selectivă. Gheaţa singură este aproape incapabilă să erodeze. Însă cu ajutorul materialelor pe care le conţine (blocuri de rocă, pietrişuri, nisipuri) şi pe care le transportă, ea este aptă să facă acest lucru. Striurile şi canelurile observate pe vechile cursuri glaciare sunt date de fragmentele de rocă înglobate în masa de gheaţă. Aceste materiale pot ajunge în masa de gheaţă în două feluri:

-prin „smulgerea" lor din patul sau din părţile laterale ale văii glaciare;

-provenind din versanti prin rostogoliri sau prăbuşiri.

Eroziunea produsă de gheţari a fost denumită de *A. Strahler* (1973) *exharaţie*, şi ea constă în scrijelirea rocilor de către gheaţă (mai rar curată) cu ajutorul materialelor încorporate în masa sa (fragmente de rocă de

diferite dimensiuni până la particule fine cunoscute sub numele de *făină de gheţar*.

Veyret Y. şi Valadas B. (1998) numesc această acţiune cu termenul de abraziune şi ea variază cu porozitatea, „duritatea", textura rocilor.

Gheţarii mai acţionează asupra substratului geologic prin smulgerea (quarrying) unor blocuri de rocă (detracţie) şi prin „măturarea produselor" rezultate în urma altor procese (detenta rocilor întâlnită în cazul reducerii semnificative a masei de gheaţă, crioclastia de la marginile gheţarului ş.a.) cu care ei şlefuiesc substratul pe care se deplasează (detersie).

Datorită faptului că eroziunea laterală este la fel de puternică şi concomitentă cu cea liniară, văile glaciare au un profil transversal în forma literei „U".

Eroziunea liniară a gheţarilor nu conduce la realizarea unui profil de echilibru din două motive. În primul rând, *eroziunea glaciară nu este determinată de nivelul de bază,* gheţarii putând eroda şi sub nivelul de bază prin supraadâncire. În cazul gheţarilor montani poate fi considerat ca nivel de bază locul unde are loc topirea lor.

În al doilea rând, eroziunea glaciară, spre deosebire de cea fluviatilă, nu înlătură neregularităţile din profilul longitudinal al văii, ci le accentuează. Aceasta datorită pronunţatului său caracter selectiv. Gheţarii debarasează sectoarele mai alterate sau formate din roci mai friabile, punând în evidenţă liniile de fractură, benzile cu roci mai rezistente, liniile de contact dintre roci diferite. Pe pantele mai înclinate, eroziunea glaciară este mai activă decât pe pantele mai domoale, iar pe contrapantele din amont de praguri, ea este maximă. După trecerea pragurilor, gheţarul exercită o eroziune de subsăpare a acestora.

Astfel, eroziunea mai activă din amont de praguri, cu sculptarea unor zone depresionare, eroziunea mai redusă de pe praguri şi apoi cea de subsăpare, duc la accentuarea profilului în trepte al văilor glaciare.

În ansamblul unui gheţar montan, eroziunea este mai activă pe văile glaciare, unde gheaţa care „curge" presează, smulge şi transportă mari cantităţi de rocă. În circurile glaciare, eroziunea este redusă şi ea se datoreşte presiunii exercitate de masa de gheaţă cu grosimi mari.

Formele de relief rezultate în urma eroziunii glaciare. Rezultatele eroziunii glaciare se văd după retragerea sau topirea gheţii. Cele mai simple forme de relief rezultate în urma eroziunii glaciare se datoresc exharaţiei. Ele sunt formate prin raclaj sau scrijelire şi prin şlefuire. Ca forme rezultate în urma raclajului amintim: *şănţuleţele (caneluri),* largi de 5-50 cm şi cu adâncimi variabile şi *striurile,* care sunt adâncituri de câţiva milimetri. Prin şlefuire are loc lustruirea rocilor şi naşterea formelor de felul *spinărilor de berbec.*

Formele reprezentative ale eroziunii glaciare sunt *circul* şi *valea glaciară.*

Circul glaciar (fig. 140, 141) este o depresiune semicirculară sau ovală, dominată de versanţi puternic înclinaţi, ocupată sau nu de gheţari. Localnicii le mai numesc *căldări glaciare* sau *zănoage.*

În privinţa circurile glaciare există mai multe păreri. Divergenţa de opinii nu este în privinţa genezei glaciare a circurilor, ci în originea iniţială a depresiunilor peste care s-au suprapus apoi gheţarii. Astfel, o serie de cercetători pun formarea circurilor glaciare pe seama bazinelor de recepţie torenţiale de pe versaţii munţilor înalţi. După alţi autori, instalarea gheţarilor ar avea loc în nişele de nivaţie, pe care treptat le-ar lărgi, transformându-le în circuri glaciare.

Când există o succesiune de faze glaciare şi interglaciare, circurile din fazele mai recente se pot suprapune peste vechile circuri glaciare.

Gh. Niculescu (1965) a deosebit, în Munţii Godeanu (fig. 136), trei situaţii de formare şi dezvoltare a circurilor prin succedarea fazelor glaciare şi interglaciare. Primul caz este reprezentat de dezvoltarea circurilor noi în cadrul unor circuri mai vechi. Noile circuri au dat aspect lobat vechilor circuri glaciare. Aşa sunt circurile de la obârşia văilor Soarbele, Stâna Mare de Est şi de Vest, Scăriţa, Valea Galbenă ş.a.

În al doilea caz, gheţarii noi au ocupat în întregime circul vechi, pe care l-au modificat foarte puţin, având loc numai o lărgire a lui ca urmare a retragerii versanţilor prin procese crionivale şi prin exharaţie.

Al treilea caz îl constituie circurile glaciare formate în bazinele torenţiale dezvoltate în interglaciar pe versanţii muntelui (în afara circurilor glaciare vechi şi independent de acestea). Ele sunt mai reduse ca dimensiuni şi, ca exemple, sunt circurile: Căldarea Mieilor, Gârdomanul, Feţele Mănesei, Izvorul Gugului etc.

Elementele unui circ glaciar sunt: *pereţii circului şi fundul circului.*

Pereţii circului sunt puternic înclinaţi, uneori abrupţi (peste 35°), alteori în trepte, în funcţie de poziţia stratelor şi duritatea rocilor, precum şi de succedarea mai multor gheţari cu dimensiuni diferite. La bază, pereţii sunt îmbrăcaţi în trene de grohotiş rezultat din acumularea materialelor dezagregate şi rostogolite sau prăbuşite.

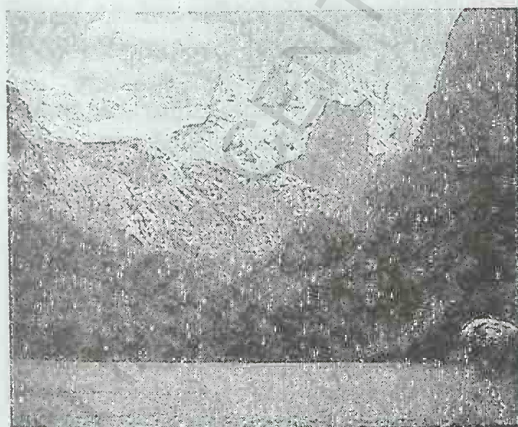


Figura 135. Gheţarul Dachstein (Austria).

Fundul circului glaciar este uşor vălurit datorită spinărilor de berbec, morenelor laterale, eroziunii neuniforme. Uneori, el poate fi acoperit cu apă, cantonând lacuri glaciare, zănoage sau „ochiuri", cum sunt Bâlea, Avrigul, Capra şi altele în Munţii Făgăraş, Bucura, Zănoaga în Munţii Retezat.

Circul glaciar este separat, de obicei, de valea glaciară, printr-un ***prag glaciar***.

Varietatea circurilor glaciare, ca formă, dimensiuni, poziţie ş.a., a impus şi necesitatea clasificării lor.

Încercările de clasificare a circurilor glaciare în raport cu structura geologică, au individualizat: circuri consecvente, subsecvente şi obsecvente.

După gradul de evoluţie se deosebesc: *circuri simple şi circuri complexe*. Au mai fost folosite şi alte criterii de clasificare ca: poziţia altimetrică, poziţia faţă de cumpăna apelor. *Gh. Niculescu* (1965) a deosebit următoarele tipuri de circuri glaciare în Munţii Godeanu:

- *circul simplu* – cu dimensiuni mici şi conturi semicirculare;
- tipul de *circ alungit* – cu o formă intermediară între circul propriu-zis şi valea glaciară. Lungimea lui este cel puţin odată şi jumătate mai mare decât lăţimea. Aşa sunt circurile Căldarea Stânii Mari, Moraru, Paltina ş.a.;
- tipul de *circ conjugat sau complex*. Marginea acestui circ este adânc festonată, iar în cadrul lui se individualizează doi sau mai mulţi lobi. Astfel sunt circurile Scărişoara, Borăscu şi Galbena;
- *complexe de circuri* formate dintr-o grupare de circuri individualizate, separate sau nu între ele, dar care constituiau zona de alimentare a aceluiaşi gheţar principal. Asemenea circuri complexe sunt frecvent întâlnite în Norvegia, iar la noi în ţară este citat Bucura din Munţii Retezat.

În Noua Zeelandă şi în Parcul Naţional Glaciar Montana din SUA se întâlnesc circuri glaciare „în trepte", cele superioare sunt ocupate de gheaţă, pe când în cele inferioare se cantonează frumoase lacuri glaciare.

Avalanşele şi rostogolirile înlătură materialele dezagregate, făcând ca pereţii circului să se retragă treptat şi astfel se poate ajunge la intersectarea pereţilor a două sau mai multor circuri apropiate, rezultând creste înguste şi colţuroase denumite *custuri* sau *karling*-uri. Aceste custuri pot să apară şi între două văi glaciare alăturate, prin aceleaşi procese. La intersecţia mai multor creste alpine (mai ales când circurile sunt dispuse în rozetă) au rămas în relief forme piramidale, cu trei sau patru laturi, denumite *horn*, exemplu tipic fiind vf. Matterhorn din Munţii Alpi.

Procesele crionivale fragmentează crestele, creând o serie de forme specifice ca *ace, vârfuri, lame, colţi* ş.a. Intersecţia pereţilor a două circuri glaciare opuse, dar foarte apropiate ca urmare a retragerii lor, conduce la formarea unei înşeuări.

Valea glaciară *(fig. 142)* este rezultatul scurgerii liniare a masei de gheaţă şi mai este cunoscută sub numele de *uluc* sau *trog glaciar*. Valea glaciară poate fi suprapusă unei văi torenţiale sau fluviatile, unui ax de sinclinal, unei linii de falie sau unor linii de contact dintre roci cu comportament diferit la acţiunea gheţarilor.

În profil transversal, văile glaciare au forma literei U, cu versanţii abrupţi şi cu fundul larg şi oval. Când pe aceeaşi vale se suprapun mai mulţi gheţari care s-au succedat în timp, valea are un aspect îmbucat, rezultat din modelarea unei văi mai recente şi mai mici în cadrul unei văi mai vechi şi mai largi. Din fostul fund al văii vechi se mai păstrează numai nişte resturi sub forma unor poliţe reduse, cunoscute sub numele de *umeri* de *vale sau repla*, între versanţii abrupţi a celor două văi. Alături de umerii de vale, de-a lungul văilor glaciare se mai întâlnesc şi *pintenii retezaţi*, care reprezintă foste interfluvii fluviale secundare, retezate de eroziunea glaciară.

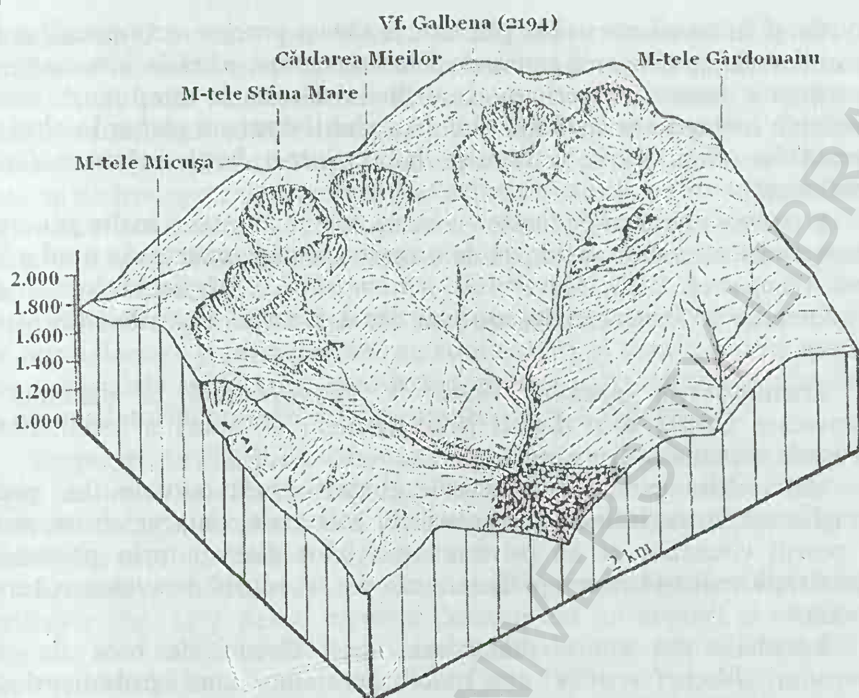


Figura 136. Circuri glaciare din complexul Stâna Mare din Masivul Godeanu *(Gh. Niculescu, 1965)*

Datorită specificului eroziunii glaciare, profilul longitudinal al văilor glaciare este marcat de praguri şi mici lărgiri (cuvete) în care apa se poate cantona formând frumoase lacuri glaciare de vale, cum sunt, de exemplu, lacurile Lia, Florica, Ana, Viorica din Munţii Retezat. În acelaşi timp, după retragerea gheţarilor, pe pragurile glaciare s-au format cascade (ex. Cascada Bâlea) sau repezişuri. Pragul superior separă circul glaciar de valea glaciară, iar cel inferior sau *pragul terminal* marchează finalul văilor glaciare.

Datorită înclinării mari a versanţilor, deplasările de materiale sunt foarte active în văile glaciare, ele fiind deosebit de primejdioase pentru aşezările situate pe fundul lor.

O vale glaciară se recunoaşte după: profilul transversal, profilul longitudinal cu neregularităţi, prezenţa pintenilor retezaţi, existenţa depozitelor morenice. Aceleaşi văi glaciare, dar mai reduse ca dimensiuni, sapă şi gheţarii afluenţi, secundari. Fundurile acestor văi glaciare secundare sunt situate la diferite înălţimi faţă de fundul văii principale, având un aspect suspendat, de unde şi numele de *troguri suspendate*. Râurile care preiau aceste văi formează, la vărsarea în colectorul principal, cascade. Acest lucru se explică prin specificul modelării glaciare, care nu este în funcţie de nivelul de bază local (nivelul colectorului principal), ca şi în cazul văilor fluviatile. Gheţarul principal, având un calibru mai mare, va forma o vale mai adâncă şi mai largă, pe când gheţarii afluenţi, mai reduşi, vor sculpta văi mai mici (în funcţie de puterea fiecăruia), care vor ramâne suspendate.

Ca şi în cazul circurilor glaciare, aceleaşi procese acţionează asupra versanţilor văilor glaciare, conducând la retragerea, până la intersectare, a versanţilor a două văi învecinate. Interfluviul dintre ele este îngust, ascuţit, crenelat (o *custură* sau *karling*). Trecerea gheţii dintr-un gheţar în altul este marcată în relief, după retragerea lor, printr-o largă înşeuare (şa de transfluenţă).

Procesele crioclastice foarte active în zonele montane înalte generează pe aceste custuri forme reziduale de o mare spectaculozitate de tipul *acelor* (Acele Cleopatrei, Colţii Morarului), a *turnurilor*, a *vârfurilor piramidale* sau a *strungilor* (trecători înguste) de tipul Strungii Dracului din Munţii Făgăraş.

Transportul glaciar. *Veyret Y.* (1998) arată că sistemul de sedimentare glaciar este definit prin termenii de sursă a sedimentelor, procese de eroziune şi transport.

Materialele care acompaniază gheţarii sunt situate în poziţie supraglaciară, intraglaciară şi subglaciară. Materialele supraglaciare provin din pereţii circurilor şi de pe versanţii văilor glaciare prin procese de meteorizaţie, rostogolire sau prăbuşire sau pot fi „aduse" de avalanşe, torenţi sau vânt.

Seisemele pot cauza prăbuşirea unor blocuri de rocă de mari dimensiuni (*blocuri eratice*) sau mobilizarea unor mari grohotişuri care ajung pe suprafaţa gheţarului. Un asemenea caz citat de *Y. Veyret* (2003) a avut loc în Alaska în 1964, când un cutremur a antrenat în mişcare o enormă masă de material, care a format o cuvertură de pietrişuri pe o suprafaţă de 8,25 km², pe gheţarul Sherman.



Figura 137. Bloc eratic, Munţii Alpi.

Vântul aduce, de obicei, materiale fine şi nisipuri.

Dacă pe suprafaţa gheţarilor montani cuvertura de materiale este frec şi importantă calitativ, pe cea a gheţarilor de calotă aceasta lipseşte, singurele locuri unde poate apărea este în apropierea nunatak-urilor.

Materialele din poziţii lateroglaciare provin de pe versanţii văii glaciare. Cele din poziţia centrală apar ca urmare a confluenţei a doi gheţari.

Materialele interne sau interioare rezultă din pătrunderea celor de suprafaţă în interiorul masei de gheaţă. Acest lucru are loc prin intermediul crevaselor, când acestea au o dispunere verticală. Pot rezulta şi din dinamica glaciară (încălecări de mase de gheaţă la praguri sau

la confluenţe), în care caz ele au o dispunere orizontală. Transportul intraglaciar se realizează şi cu ajutorul cursurilor de apă inaglaciare.

Formaţiunile transportate la baza gheţarului sunt alcătuite din materiale smulse de gheţari de pe fundul văilor precum şi din materialele interioare şi de suprafaţă care ajung la partea inferioară a masei de gheaţă. Acest tip de transport este specific gheţarilor de calotă, unde cursurile de apă subglaciare contribuie la „transportul în benzi" a materialelor. Acestea ajunse în sau pe masa de gheaţă pot fi transportate pe distanţe de zeci sau chiar sute de kilometri.

Diferitele tipuri de materiale transportate au caracteristici specifice: cele supraglaciare şi intraglaciare nu sunt sortate şi conţin puţine elemente fine; materialele subglaciare sunt heterometrice, iar materialele fine sunt şi aici puţine datorită preluării lor de cursurile de apă subglaciare.

Depozitele glaciare. Gheţarul depune materialele transportate, fie în timpul înaintării sale (la bază sau lateral), fie în zona de ablaţie, de unde pot fi reluate de apa rezultată din topirea gheţii. Revenirea gheţarului poate reîncorpora aceste materiale în gheaţa activă.

Materialele netriate depuse de gheţari formează familia *tillurilor* sau a *morenelor* (fig. 147). Aceşti termeni desemnează un depozit şi nu o formă. Morenele sunt alcătuite din fragmente de diferite dimensiuni, de la făina de gheţar până la blocuri de mai mulţi metri cubi.

Concepţia geomorfologică de clasificare a depozitelor glaciare (morene de fund, laterale şi terminale) este înlocuită de o clasificare genetică. Aceasta ţine seama de structura şi textura sedimentelor şi de morfologia sedimentelor litice.

Depozitele glacio-genetice – *tiluri sau morene* – sunt materialele transportate şi apoi depuse de un gheţar activ sau eliberate prin topirea gheţii şi care au putut suferi, ulterior depunerii lor, deformaţii, însă fără remanieri importante (*M. Deymoure*, 1980). Se pot deosebi:

Morenele de fund – care pot fi:

-morenele de placaj sunt „pachete" de materiale mobile de diferite dimensiuni. Materialele „sudate" de gheaţă sunt deplasate în lungul planului de cizelare şi prin fricţiune se produce placarea elementelor detritice;

-morenele de topire sub presiune se formează atunci când temperatura gheţii este aproape de punctul de topire, iar obstacolele fricţiunii pot determina creşterea temperaturii necesare topirii bazale. Ca atare, elementele fine sunt spălate de către curentul de apă format, rămânând pe loc materialul grosier ;

-morene de dislocare sunt alcătuite din blocurile de rocă smulse din substrat, operaţiune ajutată şi de diaclazele, fisurile şi planurile de stratificaţie. Datorită frecării cu substratul sau cu alţi galeţi, aceste blocuri sunt striate.

Morenele de ablaţie sau frontale se formează în zona de topire a gheţarului, prin acumularea materialelor transportate. Morenele de ablaţie sunt mai aerate decât cele de fund, datorită faptului că matricea fină este

transportată de apă. Morenele frontale sunt asimetrice, şi pot avea o anumită structură.

Morenele de scurgere reprezintă acumulările de materiale de la suprafaţa gheţarului, care formează veritabile cuverturi în poziţii instabile şi susceptibile de alunecare atunci când topirea gheţarului are loc. Acest tip de morene sunt specifice gheţarilor din Islanda şi Insulele Spitzberg.

Morenele subacvatice sunt formaţiuni depuse de un gheţar care debuşează într-un lac sau o mare. Zona terminală a unui gheţar este, adesea, bogată în materiale detritice, care se pot acumula sub formă de morene frontale submerse. Acestea sunt frecvent interstratificate cu sedimente glacio-lacustre (varve) sau glacio-marine.

4.7.3.2. Geţarii de calotă

În regiunile reci de la latitudini mari există condiţii prielnice acumulărilor masive de gheaţă, formându-se aici calotele glaciare sau gheţarii continentali. Prin aceştia se înţelege un înveliş gros de gheaţă cu extensiuni foarte mari. Pentru acumularea gheţii şi formarea marilor calote glaciare este necesară existenţa unei regiuni de uscat, situată sub limita zăpezilor persistente. Astfel se explică prezenţa marii calote glaciare antarctice situată în jurul Polului Sud şi existenţa numai a unui strat subţire de gheaţă maritimă plutitoare în regiunea Polului Nord, unde nu există uscat.

Relieful rezultat în urma acţiunii gheţarilor de calotă

În urma triplei acţiuni exercitată de gheţarii de calotă (eroziune, transport şi acumulare) rezultă o serie de forme de relief specifice, care se pun în evidenţă mai ales după retragerea calotei.

Formele de relief rezultate în urma eroziunii glaciare

În deplasarea lor lentă, dar sub o presiune considerabilă, gheţarii de calotă modelează rocile din subasment, lăsând pe suprafaţa lor *zgârieturi* sau *striaţii*, orientate în sensul mişcării gheţii, provocate de materialul târât. În unele cazuri, acolo unde roca a fost mai puţin rezistentă la eroziune, au fost săpate *sanţuri* adânci, aşa cum se văd astăzi pe Insula Kelly, din apropierea malului sudic al Lacului Erie (*A Strahler, 1973*).

Alteori, când roca este foarte rezistentă la eroziune, iar materialul purtat de gheţar este fin (nisipuri, argile) suprafaţa rocilor este lustruită, rezultând aşa numitele *roci mutonate* (*roches moutones*) sau *spinări de berbec*. Ele au un aspect oval sau circular, sunt uşor asimetrice, având o latură mai şlefuită (cea dinspre care se deplasează gheţarul) şi una mai neregulată (cea din aval, de unde gheţarul a smuls material).

Fjeld-urile au aspectul unor câmpii sau platouri larg ondulate, rezultate în urma eroziunii glaciare. Din loc în loc se ridică martori de eroziune numiţi monadnok-uri, formaţi de nunatak-urile din timpul glaciaţiunilor. În Peninsula Scandinava, fjeld-urile ocupă suprafeţe întinse şi alături de formele de eroziune –ca roci mutonate– apar spaţii de acumulare, chiar forme negative în care sunt cantonate lacuri sau mlaştini.

Fiord-urile (fig. 139) sunt ulucuri glaciare care se deschideau spre mare şi care astăzi sunt invadate de apă. Ele au aspectul unor golfuri sau estuare, cu precizarea că fiordurile s-au grefat pe văi iniţial fluviatile, care au fost „prelucrate” de limbile de gheaţă ale calotei glaciare şi transformate în văi glaciare cu profil transversal în formă de **U**, cu repezişuri şi rupturi de pantă în profil longitudinal. Văile care se varsă în fiorduri se găsesc suspendate, urmare a diferenţei de ritm de modelare între limba principală şi cele secundare. În faţa fiordului, în mare, se găsesc o mulţime de insule, reprezentând morenele frontale ale gheţarilor. Adâncimea unor fiorduri ajunge la 1200m, aşa cum este Sögnefiord. Pe lângă fiordurile de pe coasta norvegiană a Peninsulei Scandinave (Geiranger-fig.138, Hardangerfiord, Sögnefiord, Oslofiord ş.a), asemenea forme se mai întâlnesc în Scoţia, Groenlanda, America de Nord, Noua Zeelandă etc.

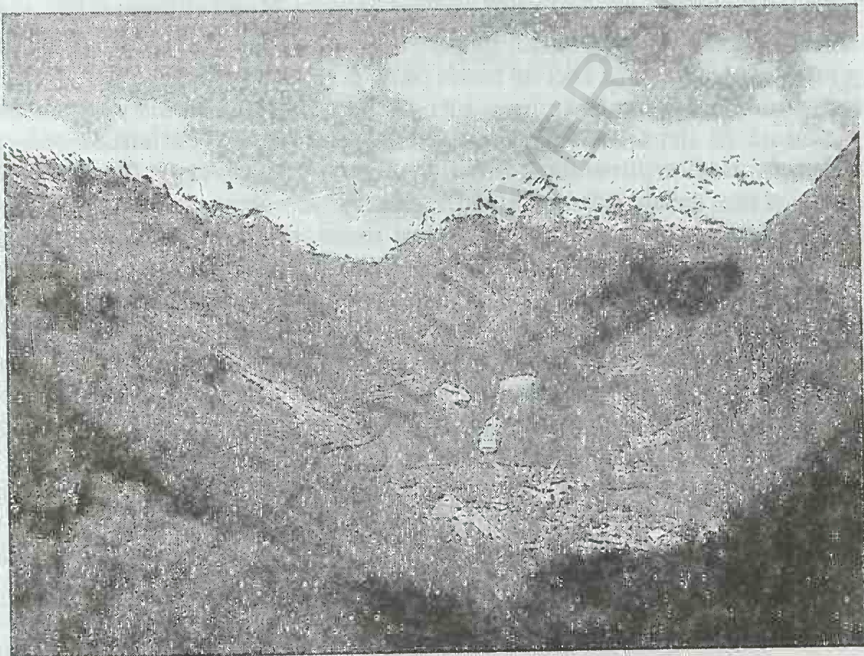


Figura 139. Fiordul Geiranger (Norvegia).
(sursa: http://icons-pe.wunderground.com/data/wximagenew/t/tsegui/4.jpg)

Bazinele în rocă sunt excavaţiuni de mari dimensiuni (uneori de ordinul sutelor de km^2) ocupate adesea de lacuri (lacurile Vetteren şi Vatern din Scandinavia, Ladoga şi Onega (Rusia), Marile Lacuri din America de Nord) şa. La contactul gheţarilor cu mediul marin, în zona de ţărm, se întâlneşte *strandflat*, o platformă litorală îngustă, pe care se pot păstra mici „martori” emerşi care formează arhipelaguri numite de norvegieni *skärgard* (grădini de stâncă).

La periferia marilor calote glaciare, în zona de ablaţie, s-au format *văile tunel* (Danemarca), al căror profil longitudinal este neregulat, cu numeroase praguri şi cuvete.

Formele de relief rezultate în urma acumulării glaciare

Materialul erodat de gheţari este transportat şi depus fie la partea sa anterioară (morena frontală), fie că acest material rămâne pe loc urmare a fuziunii gheţii (morena de fund), fie că el este preluat şi transportat de torenţii de apă formaţi prin topirea calotei şi redepus mai departe.

În aceste depozite, caracteristicile sedimentologice ale structurilor glaciare (heterometria, anghilozitatea fragmentelor) se atenuează, însă sunt încă numeroase indicii ale genezei lor. *R.F. Flint* (1971) împarte aceste depozite, după poziţia lor în raport cu gheţarul, în două categorii:

Depozite apropiate, care se pun în loc, pe sau sub gheţar, însă, după o scurtă remaniere a lor de către apele curgătoare. Ele se caracterizează printr-o mare varietate de faciesuri, dar toate au o extensiune limitată.

Formele pe care le pot îmbrăca aceste depozite sunt:

Drumlin-urile au aspectul unor mici coline alungite în sensul deplasării gheţarului. Dimensiunile lor sunt variabile: înălţimi între 20 şi 30 m şi lungimi de la câţiva zeci de metri până la 3-4 km. Ele apar în grupuri de sute sau chiar mii, asemănându-se într-un fel cu dunele de nisip. *A. Strahler* (1973), arată că drumlin-urile s-au „format sub gheaţa" aflată în mişcare, printr-o acţiune de zidire, fiind alcătuite din mai multe strate de argilă peste un material mai grosier. Drumlin-urile s-au format prin acumularea morenei de fund în spatele unor proeminenţe mai rezistente ale reliefului subglaciar sau din material acumulat la baza crevaselor.

Oesar-urile (sau eskers) sunt cordoane prelungi şi sinuoase, asemănătoare rambleului căilor ferate, având flancurile ridicate 5-20°, înălţimi de 10-50 m şi lungimi de ordinul kilometrilor, uneori fiind ramificate. Materialul care alcătuieşte aceste oesar-uri este stratificat şi bine rulat, ceea ce presupune transportul său fluviatil.

Ele s-au putut forma prin acţiunea cursurilor subglaciare, care au transportat şi depus materialul, rămas sub această formă după topirea gheţarului. Orientarea lor generală reflectă direcţia de deplasare a gheţii, dar nu ţine seama de neregularităţile reliefului anteglaciar, urcând şi coborând coline, străbătând lacuri şi bălţi.

Kames-urile sunt movile cu aspect mamelonar, a căror înălţime ajunge până la 70m. Sunt constituite din material triat şi grosier, stratificat, cu numeroase structuri prăbuşite. Ele reprezintă depozitele acumulate în lacurile supraglaciare, care după retragerea gheţarului au rămas pe loc.



Figura 139. Kames

În partea din faţă a calotei glaciare se acumu-

lează un bogat material, cu aspect neregulat, care formează *morena frontală sau terminală*. După retragerea gheţarului, morena rămâne ca un brâu de coline care marchează extensiunea acestuia. Morfologia reliefului lor este variată, fiind în funcţie de stadiul de evoluţie în care se găsesc. Frecvent, ele au un aspect arcuit, cu convexitatea orientată în sensul înaintării gheţarului. Astăzi se păstrează bine asemenea morene frontale în Finlanda, unde poartă denumirea de *salpauselka*. Ele au înfăţişarea unor dealuri înalte de 60-80 m şi lungi de sute de km, fiind dispuse pe 2 aliniamente (salpauselka I şi II). Între aceste şiruri de morene frontale sunt situate depresiuni prelungi, în parte preluate de o serie de cursuri de apă, denumite în limba poloneză *pradoliny*, iar în cea germană *urströmtaler*.

Întâlnite atât în cadrul câmpiei glaciare cât şi a morenelor frontale, *blocurile eratice* sunt bucăţi mari de rocă smulse, transportate şi depuse de gheţar după topire. Ele se recunosc după faptul că nu au nici o legătură cu substratul geologic, de care se deosebesc clar. Dimensiunile şi formele lor sunt foarte variate, ajungând la ordinul miilor de metri cubi.

Depozite de remaniere proglaciare

Aval de fruntea gheţarului, apele topite se evacuează prin canale proglaciare, adesea foarte divagante şi neregulate, anastomozate. Sedimentele fluvio-glaciare sunt triate şi ordonate: cele grosiere rămân imediat aval de frontul morenaic şi apoi sunt dispuse progresiv cele mai fine, spre aval. Ele formează câmpiile fluvioglaciare, în cadrul cărora râurile şi-au săpat văi cu mai multe terase, iar vânturile au putut spulbera materialul mai fin pe care l-au transportat şi depus, dând naştere *câmpiilor de loess*.

Specifice *câmpiilor de sandre* sunt *zoliile* (solle în limba germană, kettle în limba engleză), depresiuni circulare sau ovale, puţin adânci (până la 20 m), rezultate în urma topirii tardive a unor blocuri de gheaţă moartă (transportată de cursurile de apă).

Acumulările glaciare din mediu acvatic. La contactul dintre fruntea unui gheţar de calotă şi un relief mai înalt se formează o depresiune în care poate fi cantonat un lac glaciar. Râurile alimentate din gheţar depun materialele transportate de ele în aceste lacuri, dând naştere *depozitelor glacio-lacustre,* a căror structură rubanată prezintă o alternanţă de benzi de culoare închisă cu altele de culoare deschisă, denumite *varve*. Studiul acestor varve (o pereche de benzi) prezintă un interes deosebit, întrucât se ştie că banda de culoare deschisă s-a depus în anotimpul cald, iar cea de culoare închisă în anotimpul rece al anului. În urma retragerii lacurilor rămân câmpii netede, dar mlăştinoase.

Uneori, râurile ce se alimentau din gheţar puteau forma delte lacustre, care după dispariţia lacului au rămas izolate, fiind denumite kame deltaice (A. Strahler, 1973).

Forme de relief rezultate în urma acţiunii gheţarilor



Figura 140. Circ glaciar, Alpii elveţieni.

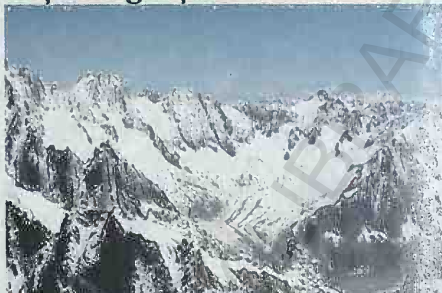


Figura 141. Circ glaciar complex în M-ţii Alpi



Figura 142. Vale glaciară şi staţiunea turistică Chamonix, Franţa.



Figura 143. Gheţar în Alpi, la Chamonix-Mt Blanc, Franţa.



Figura 144. Crevase.

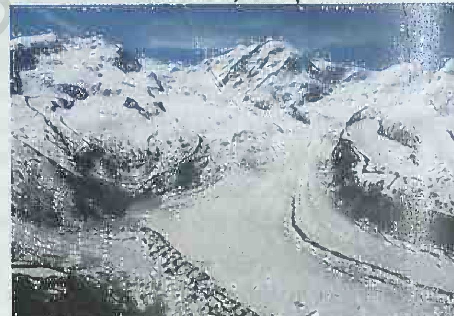


Figura 145. Gheţar în Munţii Alpi.



Figura 146. Limba glaciară principală şi limbi secundare (Alaska).



Figura 147. Morene terminale (Alaska).

4.8. APA DIN MĂRI ŞI OCEANE

Siturile geomorfologice „creaţie" a apei din bazinele marine şi oceanice sunt reprezentate atât prin forme datorate eroziunii (abraziunii) marine cât şi prin forme de acumulare întâlnite în zona ţărmului.

4.8.1. Dinamica apelor marine în zona litorală

Principalul agent modelator al zonelor litorale îl constituie apa din bazinele marine şi oceanice. Formele de mişcare ale sale, valuri, maree, curenţi, exercită o triplă acţiune asupra uscatului (eroziune, transport, acumulare) şi astfel, fiecare din acestea se manifestă ca un agent complet. Cele trei forme de mişcare a apei marine se deosebesc nu numai pin dinamică ci şi prin predominarea unei laturi a acţiunii lor: eroziunea, în cazul valurilor, transportul şi acumularea este specifică curenţilor marini, iar transportul caracterizează mareele.

4.8.1.1. Valurile sunt mişcări ondulatorii ale apei de suprafaţă din bazinele marine şi oceanice determinate, în special, de acţiunea vântului, a cărui energie cinetică este transferată apei. Valurile mai pot fi provocate şi de erupţiile vulcanice submarine precum şi de seisme, de mari prăbuşiri sau alunecări de teren.

În cazul valurilor provocate de vânt, energia eoliană se transmite masei de apă prin componenta tangenţială a curentului de aer. Primele ondulări ale apei ridică creste neregulate ce atenuează efectul presiunii vântului. Partea opusă direcţiei vântului suportă o presiune mai mare a acestuia, ceea ce face ca moleculele de apă să înainteze în direcţia de propagare a vântului. Valurile formate de vânt sunt neregulate, au perioade, înălţimi, direcţii de propagare diferite în funcţie de intensitate, viteză şi direcţia curentului de aer.

Valurile îşi pierd treptat din dimensiuni şi energie cu cât se îndepărtează de zona de formare, iar fenomenul poartă denumirea de *hula marină*.

În descrierea valurilor se iau în considerare caracterele morfologice (creastă, flancurile), iar în calculul acţiunii valului se utilizează următorii parametri: lungimea de undă (L), care este distanţa dintre două creste consecutive; perioada (T), timpul necesar ca o creastă să ajungă în poziţia crestei anterioare; viteza fazei (C), numărul de valuri pe secundă sau viteza de propagare; amplitudinea valului (H), distanţa de la vârful crestei la talpa valului şi adâncimea apei (h); direcţia valului.

Viteza vântului (W), suprafaţa afectată de vânt (F) şi durata de timp cât bate vântul (D) sunt elementele care determină înălţimea (H) şi perioada (T) valurilor: H, T = W,F,D.

Primele valuri care se formează în larg (valurile lente şi valurile bombate) au numai efect de oscilare. În apropierea ţărmului se formează

valuri cu creste înguste, înclinate, cu amplitudini mari şi lungimi de undă scurtă (surf), precum şi valuri de translaţie (drift) al căror efect în transportul apei şi al sedimentelor este maxim.

Când valurile se formează în ape adânci, particulele de apă de la suprafaţă execută o mişcare circulară, iar diametrul cercului este egal cu înălţimea valului (H). În apele puţin adânci din apropierea ţărmului, datorită frecării cu fundul bazinului marin, orbitele devin eliptice, diametrul orizontal având o valoare mai mare decât cel vertical.

Când raportul dintre înălţimea valului (H) şi adâncimea apei (h) este mai mic decât 1 (aproximativ 0,6), valurile se sparg (deferlare) şi poartă numele de *brizanţi sau valuri de resacă.*

Deferlarea este esenţială în acţiunea valurilor deoarece prin intermediul ei energia potenţială a valurilor este disipată. O parte din apă se infiltrează, iar o altă parte se întoarce spre larg, formând un curent de întorcere sau de spălare.

Prin mişcarea valurilor de resacă, granulele de nisip, pietrişul, resturile de cochilii suferă o mişcare de dute-vino, ceea ce duce la micşorarea dimensiunii şi la modificarea formei lor. Acest proces este foarte evident în cazul ţărmurilor joase, unde plaja este „inundată" de un *jet de resacă.*

În apropierea ţărmurilor, valurile suferă fenomene de reflecţie, refracţie şi difracţie. Valurile care se apropie de ţărm sub un anumit unghi suferă de *fenomenul de refracţie*, care constă în schimbarea direcţiei sale de propagare. Ca urmare, creasta valului se rupe şi ele devin paralele cu ţărmul. În cazul promontoriilor, valurile refractate au o acţiune erozivă mai intensă, care însă scade în zona golfurilor.

Difracţia valurilor este consecinţa existenţei unor obstacole în mare sau care avansează dinspre uscat spre larg (insule, peninsule) şi care modifică direcţia valurilor.

Reflexia valurilor este un fenomen frecvent întâlnit în cazul falezelor. Energia valului reflectat de un ţărm creşte cu înălţarea fundului şi se apropie de întreaga energie a valului în cazul valurilor reflectate de un perete vertical.

În zonele cu apă adâncă, direcţia valurilor se schimbă, crestele valului tinzând să devină paralele cu izobarele. Energia valului se difuzează de-a lungul crestei şi se formează, astfel, un curent litoral.

Valurile provocate de seisme sau de erupţii vulcanice violente submarine *–tsunami–* au dimensiuni impresionante (până la 40 m înălţime) şi viteză de propagare care poate atinge 800 km/h. Cel mai recent caz, cu efecte negative atât asupra ţărmurilor cât şi a vieţii sociale şi economice, îl constituie tsunami cauzat de seismul din 26 decembrie 2004 (M =9).

Valuri mari pot fi produse şi de prăbuşirea în mare sau ocean a unor blocuri uriaşe de gheaţă sau a unei cantităţi mari de roci (valuri de alunecare). Un val de acest fel s-a produs în Golful Lituya, Alaska, în anul 1958, unde datorită unei deplasări de teren o masă de rocă de 30 milioane de tone a căzut în mare de la 1000 m înălţime, generând un val uriaş, care s-a ridicat până la 500 m pe versantul muntelui din partea opusă a golfului.

Abraziunea marină. Forţa de izbire a valurilor este imensă, măsurătorile efectuate arătând valori ale presiunii valurilor ce pot oscila între 10-30 t/m², iar în timpul marilor furtuni pot atinge 35 t/m². Concomitent cu acţiunea de izbire sau de şoc are loc şi creşterea bruscă a presiunii aerului (ca urmare a comprimării acestuia între ţărm şi val), ceea ce poate contribui la desprinderea unor blocuri mari de material.

Sub acţiunea valurilor din Marea Neagră, în timpul furtunilor, au fost distruse digurile, fiind aruncate în mare blocuri de beton de peste 200 t greutate (*P.I. Bărbuneanu*, 1967).

Acţiunea mecanică a valurilor este deosebit de intensă la contactul dintre uscat şi mare. Sub nivelul mării, această acţiune scade treptat, ajungând la 1/5 la 20 m adâncime; la 50 m adâncime reprezintă abia 2% din valoarea de la suprafaţă, iar la 70 m este practic nulă. Un rol important, în procesul de distrugere a ţărmului îl au fragmentele de rocă smulse din ţărm, precum şi materialul adus de apele curgătoare. Sub acţiunea valurilor, aceste materiale sunt izbite de ţărm, luate şi duse în larg şi apoi readuse la ţărm, contribuind la distrugerea acestuia. Această acţiune forte asupra pereţilor de rocă este amplificată de pătrunderea aerului şi a apei sub presiune în crăpăturile şi fisurile rocilor. Retragerea apelor din crăpăturile rocilor este însoţită – la rândul ei de absorbţia particulelor fine, ceea ce duce la lărgirea fisurilor şi la deranjarea unităţii masei de roci.

În regiunile cu fund accidentat se formează curenţi turbionari, care antrenează în mişcare blocuri de sute de kilograme cu ajutorul cărora se crează o serie de cavităţi. Ansamblul proceselor de distrugere a ţărmurilor, în care valurilor le revine rolul principal, poartă denumirea de *abraziune marină*.

Efectele abraziunii marine depind însă şi de constituţia petrografică şi structura peretelui de rocă asupra căreia acţionează valurile. Cu cât roca este mai fisurată, mai alterată sau are o compoziţie mineralogică heterogenă, cu atât efectul abraziunii este mai vizibil. Astfel, granitele foarte fisurate sau foarte alterate sunt puţin rezistente la şocul produs de valuri (*Miossec A.*, 2003). Totodată, acest proces furnizează material valurilor cu care acestea izbesc faleza determinând retragerea acesteia.

Transportul efectuat de valuri. Unul din efectele importante ale acţiunii valurilor constă în transportul particulelor libere, care, în funcţie de dimensiunile lor şi de energia valurilor, se poate face prin saltaţie, prin târâre, prin rostogolire sau în suspensie. În timpul transportului, sortarea materialului se face după greutatea specifică.

Prin trecerea de la valuri cu amplitudine mare la valuri cu amplitudine mică, materialul de pe plaje este antrenat spre larg şi depus în zona de spargere a valurilor, unde iau naştere *bariere de nisip*.

Valurile cu lungimi de undă mare şi amplitudine mică, contribuie la extinderea plajelor prin transportul materialelor dinspre spre larg spre ţărm. În schimb, valurile înalte, cu amplitudine mare şi lungime de undă mică, erodează plaja şi transportă materialul spre larg. Sub o anumită adâncime,

care depinde de panta substratului geologic şi forţa valului, sedimentele nu sunt antrenate nici spre ţărm nici spre larg, delimitând „zona neutră", în care particulele sunt puternic rulate.

Valurile transportă cantităţi mari de nisip, pietriş, scoici, bolovani de-a lungul ţărmului sau spre larg. Măsurătorile efectuate de *V.P. Zenkovici, 1962,* în Marea Neagră arată că în timpul agitaţiei normale, nisipul este transportat de-a lungul ţărmului cca 17-20 m în 24 ore, iar în timpul unei furtuni puternice cca 900 m în 24 ore. Transportul efectuat de valuri prezintă câteva caracteristici în funcţie de aspectul fundului, de direcţia valurilor, mărimea particulelor ş.a. Dacă suprafaţa fundului mării este orizontală, iar valul este simetric, o particulă antrenată spre ţărm, revine în locul iniţial. Dacă însă fundul bazinului marin este înclinat spre larg, mişcarea particulelor spre ţărm este frânată, dar deplasarea spre larg este amplificată de acelaşi factor, astfel că particulele, sunt transportate mai departe de locul iniţial, spre larg. Deoarece, în apropierea ţărmului, viteza de deplasare a apei spre uscat devine mai mare decât viteza de retragere spre larg, particulele minerale sunt deplasate cu mai multă putere spre ţărm şi nu mai revin la poziţia iniţială.

Se pot deosebi astfel, două zone: una în apropierea ţărmului, cu deplasarea particulelor spre uscat şi alta mai depărtată, în care particulele sunt antrenate spre larg. Linia de separare dintre cele două zone poartă numele de *linie neutrală (V.P. Zenkovici, 1962)* şi în lungul ei particulele nu sunt deplasate nici spre ţărm, nici spre larg.

Dacă panta topografică a bazinului marin este foarte mare, forţa gravitaţiei depăşeşte forţa valurilor şi, ca atare, materialele vor fi antrenate numai spre larg. În acest caz, linia ţărmului înaintează spre uscat. Dimpotrivă, dacă fundul este nisipos şi are o pantă foarte redusă, forţa valurilor depăşeşte forţa gravitaţională, antrenând materialele spre ţărm, determinând dezvoltarea plajei şi retragerea liniei ţărmului.

Când direcţia valurilor nu este paralelă cu ţărmul, deplasarea particulelor minerale se face în zig-zag, deoarece la înaintarea valului materialele sunt purtate pe direcţia acestuia, iar la retragere ele urmăresc linia de cea mai mare pantă a plajei. Cu cât unghiul format de direcţia valurilor cu linia ţărmului este mai ascuţit cu atât deplasarea particulelor în lungul ţărmului este mai mare. De asemenea, caracterul reliefului din zona litorală influenţează direcţia de mişcare a particulelor prin reflexie, refracţie şi difracţie.

4.8.1.2. Curenţii marini şi oceanici

Curenţii de derivă, datoraţi acţiunii vântului, reuşesc să deplaseze o cantitate importantă de apă. Manifestarea acestor curenţi nu este constantă, ea fiind condiţionată de direcţia şi intensitatea vântului.

Pentru morfologia litorală, curenţii oceanici prezintă un interes redus, dar datorită capacităţii de transport ei pot antrena în mişcare material fin din părţile puţin adânci ale oceanelor sau materialul transportat de curenţii mareici în larg.

Pe lângă aceşti curenţi, la vărsarea marilor fluvii în mări sau oceane se formează, pe direcţia lor de curgere, adevăraţi *curenţi orizontali,* care transportă materialul fin în larg, la 400-600 km depărtare de ţărm. Astfel, curentul fluviului Congo se resimte în largul Oceanului Atlantic până la 660 km, iar cel al Amazonului până la 500-600 km.

4.8.1.3. Mareele

Mareele sunt mişcări ale apelor din bazinele oceanice şi marine, care constau în înaintări şi retrageri succesive ale apei în cazul ţărmurilor joase, sau în ridicări şi coborâri ale nivelului apei, în cazul ţărmurilor abrupte. Amplitudinea mareelor este mai mică în largul bazinelor oceanice şi mai mare în regiunea ţărmurilor. Aceasta se explică prin faptul că mareea, părăsind oceanul adânc şi ajungând în regiunea platoului continental, transferă energia sa unei mase de apă cu grosimea mai mică. Acest proces este amplificat în regiunea canalelor, a golfurilor şi a estuarelor, ceea ce explică prezenţa celor mai mari valori ale mareelor în asemenea zone: în Baia Fundy, din Noua Scoţie, aproape 20 m, în Canalul Mânecii, la Mont Saint Michel, 15 m, în Golful Arabiei, la Bhaunagar 12,40 m, în Golful Californiei, la Rio Colorado 12,30 ş.a.

Mişcarea apelor produsă de maree provoacă în zonele litorale curenţii mareici. Aceştia pot atinge viteza de o milă pe oră, provocând structuri ripplate, dune de nisip sau insule barieră. Pe câmpiile tidale se acumulează mâluri sau nisipuri fine cu structură încrucişată. În zona intertidială se manifestă curenţi mareici longitudinali, care modelează canale longitudinale şi terase mareice separate prin povârnişuri abrupte.

În estuare, amestecul de apă dulce şi apă sărată dă fenomenul de floculaţie, care determină depunerea particulelor argiloase. Tot aici, curenţii mareici formează bancuri rectilinii sub formă parabolică, cunoscute sub numele de „dopuri mâloase".

Pe unele fluvii, curentul mareic este urmat în amonte de un val lung de deferlare, care înaintează în sens opus curgerii apei din fluvii. Pe Amazon, fenomenul poartă numele de „pororoco" şi valul are o înălţime de 7 m, iar pe Sena „mascaret" şi măsoară doar 1,5 m.

4.8.2. Morfologia litorală

Relieful rezultat din conlucrarea celor două medii, uscat şi apă, este variat, spectacular cu multiple valenţe turistice, istorice, artistice. Diversitatea mare a formelor de relief întâlnite pe ţărmurile mărilor şi oceanelor este rezultatul acţiunii selective a mişcărilor apei asupra uscatului. Ca şi în cazul altor procese morfogenetice, unele forme ale reliefului litoral poartă amprenta abraziunii, altele ale acumulării. Unele dintre aceste forme de relief au evidente caracteristici ale geosituriilor, iar în ansamblul său relieful litoral constituie un geopeisaj specific.

4.8.2.1. Formele de relief specifice abraziunii marine şi lacustre sunt faleza şi platforma de abraziune

Faleza este un abrupt cu înclinări de peste 15°, care se dezvoltă la contactul mării cu uscatul. Ea este rezultatul acţiunii mecanice a valurilor, căreia i se adaugă şi alte procese (meteorizaţia, prăbuşirea, alunecarea). Valurile, prin izbire repetată, formează, la baza falezei o adâncitură lungă şi în formă de semicerc, cunoscută sub numele de *firidă* de *abraziune* (fig. 148)

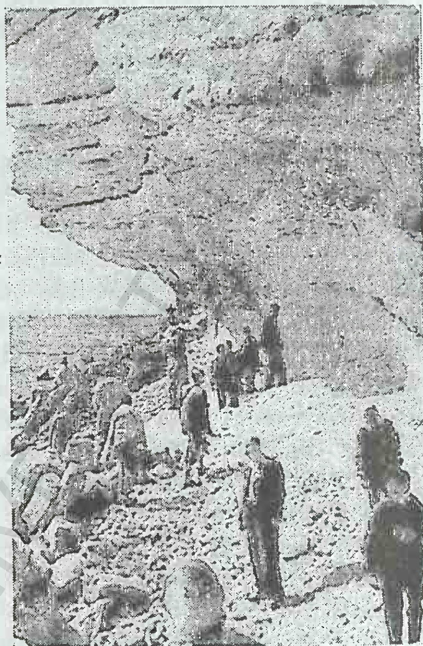


Figura 148. Firidă de abraziune

Pe măsură ce se dezvoltă firida de abraziune, stratele de deasupra ei rămân fără sprijin, ceea ce duce la prăbuşirea acestora la baza falezei. Materialul prăbuşit este preluat de valuri, mărunţit şi transportat spre larg. Repetarea acestor procese are ca urmare retragerea falezei spre interiorul uscatului, lăsând o suprafaţă uşor înclinată cunoscută sub numele de *platformă de abraziune.* Retragerea falezei şi lărgirea platformei de abraziune se continuă atât timp cât există abraziunea marină. Odată încetat acest proces, *faleza* devine *moartă sau nonfuncţională.* În spaţiu, faleza reculează până la limita unde raza de acţiune a valurilor se reduce foarte mult sau chiar încetează.

Extinderea platformei de abraziune este în funcţie de trei factori importanţi: *forţa valurilor, rezistenţa rocilor* şi *timpul cât a durat acest proces* (la acelaşi nivel al apei). Energia valurilor, ca factor activ, joacă rolul important în procesul de retragere a falezei şi de formare a platformei de abraziune. Se dau ca exemple ţărmurile vestice ale Angliei (Walles, Cronwall), care, deşi modelate în granite, se retrag mai repede decât ţărmurile de est, alcătuite din roci mai puţin rezistente la abraziune, fapt explicat prin energia mai mare a valurilor de pe ţărmurile vestice.

Unele dintre cele mai spectaculoase faleze sunt cele de la Moher (200 m înălţime şi 8 km lungime) de pe ţărmul vestic al Irlandei, cele de pe ţărmul Mării Mânecii (Artois, Picardia, Normandia) însoţite de arcade şi piloni, sau cele din sud-estul Australiei formate de stânci înalte de peste 100 m cunoscute sub numele *Cei Doisprezece Apostoli.* În cazul valurilor cu aceeaşi energie, acţiunea de abraziune este mai intensă pe ţărmurile formate, din roci friabile decât pe cele alcătuite din roci dure. Forme interesante apar în cazul ţărmurilor alcătuite din alternanţe de roci cu comportament diferit la abraziune. În rocile friabile se formează mici golfuri însoţite de largi platforme de abraziune, pe când rocile dure se păstrează sub forma unor

promontorii. În aceste promontorii, pot să apară, datorită atacării lor laterale din amândouă părţile, *porţi de abraziune* (fig. 155), iar deasupra acestora se păstrează *poduri* sau *arcuri de abraziune*.

Prin prăbuşirea podului sau a arcului de abraziune se desprind *turnuri de abraziune* (fig. 149, 155) şi *insule stâncoase*. Cu timpul, sub acţiunea valurilor, şi aceste forme sunt degradate, până la dispariţia lor totală.

În situaţia în care retragerea ţărmului de abraziune se face atât de repede încât eroziunea fluviatilă nu poate ţine pasul cu aceasta, râurile se varsă în mare sau ocean prin cascade sau repezişuri.

Un aspect deosebit îl au ţărmurile înalte alcătuite din calcare, în care, pe lângă formele specifice abraziunii, se dezvoltă şi formele carstice.



Figura 149. Turn de abraziune

Tot abraziunea, însoţită şi de alte procese (alterare, dezagregare) sculptează grote sau caverne. Unele dintre ele sunt foarte interesante datorită efectelor de lumină şi a formei pe care o au. Aşa sunt grotele Azzura din Insula Capri, Morgat, la Capul Finisterre (în NV Spaniei) sau grota de pe Insula Busi din Marea Adriatică. Grota lui Fingal de pe Insula Staffa din nordul Scoţiei are o formă aproape perfectă, lăţimea este 11 m, lungimea de 60 m, înălţimea de 14, iar adâncimea apei este între 2 şi 5 m.

Alături de faleze propriu-zise se întâlnesc *faleze false*, a căror origine trebuie căutată în structura regiunii, tipice fiind falezele tectonice.

Larga dezvoltare a unor platforme de abraziune este explicată de *A. Richthofen* prin submersia permanentă şi treptată a uscatului. *D. Johnson 1932*, arată că asemenea platforme se pot dezvolta şi în condiţiile menţinerii aceluiaşi nivel al mării sau oceanului, deoarece după încetarea acţiunii valurilor asupra falezei, energia lor se canalizează asupra platformei de abraziune, pe care o reduc după sistemul profilului de echilibru dinamic. Materialul rezultat din distrugerea ţărmului este transportat de valuri şi depus la marginea, dinspre larg, a platformei de abraziune. Forma de relief rezultată în acest fel, din abraziunea şi acumularea marină, poartă denumirea de *platformă litorală*. În urma regresiunii marine platforma litorală formează o *terasă litorală*.

4.8.2.2. Formele de acumulare marină

În domeniul intertidal materialele aduse de valuri, maree, curenţi, de vânt sau de râuri sau provenite din procesele gravitaţionale sunt amestecate şi dispersate de apa mării. Ele sunt triate şi modelate de apă, antrenate şi

depozitate sub formă de săgeţi, cordoane, bare litorale de către curenţii bordieri.

Plaja (fig. 155, fig 156) reprezintă fâşia inundabilă a platformei litorale, definită ca loc de acumulare şi transport a materialelor purtate de valuri. Ea se dezvoltă atât la baza ţărmurilor înalte prin retragerea falezei cât şi pe ţărmurile joase, unde are lăţimi considerabile. Se caracterizează prin panta redusă, dinspre uscat spre mare, şi un profil uşor concav, dar instabil. Plaja este alcătuită din acumulări de pietriş, nisip, cochilii, a căror granulometrie şi sortare este în funcţie de extinderea plajei, structura geologică, puterea valurilor.

La o plajă se pot deosebi trei sectoare:

- *plaja înaltă* situată deasupra limitei superioare a fluxului, fiind acoperită de valuri numai în timpul furtunilor;
- *plaja propriu-zisă* delimitată de valorile nivelurilor maxime şi minime ale fluxului şi ale refluxului. Contactul său cu sectoarele vecine este marcat de mici denivelări;
- *plaja submersă sau submarină* permanent acoperită cu apă, iar limita sa inferioară corespunde adâncimii egale cu jumătate din lungimea undei hulei pe timp frumos.

Sub acţiunea valurilor, pe plajă iau naştere o serie de microforme de relief, cum: *festoanele, conurile de plaje, ridurile* şi *brazdele litorale.*

Festoanele sunt mici ondulări de nisip, simetrice sau asimetrice.

Conurile de plajă reprezintă festoane de dimensiuni mai mari (înălţimea până la 1m), cu formă triunghiulară, creată de valurile mari.

Ridurile şi ***brazdele litorale*** se formează la partea superioară a plajei submarine sub acţiunea remuului hulei. Au dimensiuni mari (10-14 m înălţime şi lungimi de până la 600 m) şi sunt orientate paralel sau oblic faţă de ţărm.

Sub acţiunea vântului iau naştere *dunele litorale,* pe plaja superioară.

Împreună cu apa mării şi clima, plajele sunt atracţii turistice de prim ordin. Pentru nisipul şi calităţile apei marine sunt vestite plajele Cannon (vestul SUA), Coronado (cel mai mare centru turistic din Pacific), Est Hampton (Long Island), South Padre Island din Golful Mexic (cea mai extinsă plajă, 160 kmp), South Beach (Florida), Culebra Island (Puerto Rico), plaja din Insula Mauna Kea (Hawai).

Cordoanele litorale (fig. 150) se formează în apropierea ţărmurilor joase supuse unei abraziuni puternice, care furnizează cantităţi importante de nisip, sau în apropierea gurilor de vărsare ale unor fluvii care aduc în mare însemnate cantităţi de material. Acumularea materialului care formează cordoanele se produce cu atât mai intens cu cât fluxul şi refluxul sunt mai reduse.

Cordoanele litorale au aspectul unor fâşii înguste de nisip (de la câţiva metri la câţiva zeci de metri, rar sute de metri) şi prelungi (până la zeci de kilometri), care se ridică puţin deasupra nivelului mării.

După forma şi locul unde iau naştere, cordoanele litorale pot fi:

Cordoane libere sau *fără sprijin,* care nu au nici o legătură cu ţărmul. În cazul mărilor puţin adânci, cordoanele litorale libere se formează la o distanţă mai mare de ţărm şi ele poartă denumirea de *lido*. De obicei, lido nu este un cordon continuu, având o serie de *portiţe* prin care fluxul pătrunde în spatele cordonului.

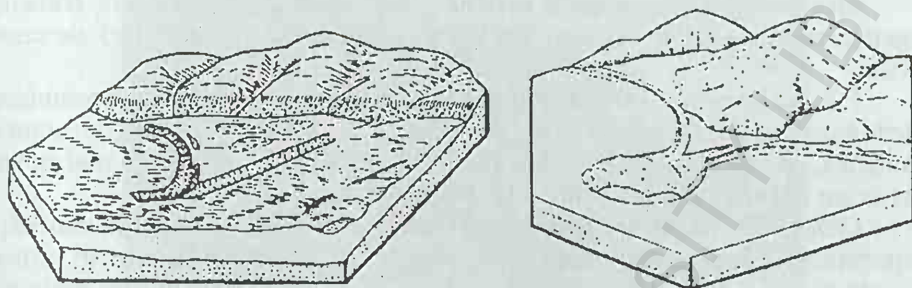


Figura 150. Tombolo dublu. Cordoane litorale în formă de vârf de lance.

În situaţia în care adâncimea mării creşte în imediata apropiere a ţărmului pot lua naştere *cordoane libere marginale,* care separă în spatele lor o mică lagună.

Pe ţărmurile cu golfuri adânci se formează cordoane litorale care înaintează dinspre uscat spre mare, cunoscute sub numele de *săgeţi litorale*. Săgeţile al căror capăt liber este întors ca şi un cârlig poartă denumirea de *săgeţi litorale recurbate*.

Când din amândouă părţile unui golf se dezvoltă cordoane litorale, ele se pot uni, cu timpul formând un *perisip* sau *o bară,* care închide în spatele ei o lagună. De asemenea, un perisip poate bara şi un liman, vărsarea apelor fluviului în mare făcându-se printr-o *portiţă*.

Frumoase săgeţi litorale pot fi văzute în Insula Capului Verde (Marthas, Vineyard şi Nantucket) sau săgeata Sandy Hook, în formă de cârlig în faţa insulei Long Island.

Dacă există două direcţii de deplasare a nisipului, formându-se concomitent două săgeţi oblice, ia naştere un *cordon litoral în formă de vârf de lance* (fig. 150). Continuarea depunerii nisipului are ca rezultat apariţia unui promontoriu lobat. Astfel este Capul Hatteras, format la locul de interferenţă a aluviunilor aduse dinspre nord şi dinspre sud, de curenţii litorali. Între cordoanele de nisip se găsesc lagunele Pamplico Sound şi Abermaile Sound.

Alteori, se pot dezvolta mai multe săgeţi din acelaşi punct, alcătuind toate la un loc o *săgeată complexă*.

Uneori, cordoanele litorale fac legătura între uscat şi o insulă fiind cunoscute sub numele de *tombolo* (fig. 150, fig.156), care poate fi simplu, dublu sau triplu. Pentru formarea lor este nevoie de o mare puţin adâncă şi de absenţa curenţilor între uscat şi insulă. Aceste cordoane rezultă din difracţia valurilor pe laturile insulei şi depunerea materialelor la interferenţa valurilor.

Insula Monte Argentario, de pe ţărmul italian al Mării Tireniene este leagată de uscat printr-un tombolo dublu, între cordoanele căruia se află laguna Stagna din Orbetello. Un tombolo şi mai interesant, de forma literei Y, se află pe ţărmul venezuelean al Mării Caraibilor, având între cordoanele de nisip laguna Morro del Puerto Santa.

Alte forme de acumulare marină sunt *cozile de cometă* sau *trenele,* săgeţi ce se formează în sectoarele adăpostite (de acţiunea valurilor) ale unor insule.

V.P.Zenkovici, 1962, arată că dezvoltarea formelor de acumulare marină este în funcţie de o serie de factori: panta zonei litorale, structura geologică, constituţia materialelor, oscilaţiile nivelului mării. Cele mai tipice forme iau naştere pe ţărmurile cu pantă de cca 5‰.

Câmpiile litorale tidale. Curenţii de maree transportă cantităţi importante de mâluri şi nisipuri aduse de râuri sau rezultate în urma abraziunii sau a antrenării lor dinspre larg. Depunerea acestor materiale pe fundul golfurilor provoacă colmatarea acestora, rezultând o câmpie tidală *mlăştinoasă,* care în timpul refluxului apare ca o întindere netedă de argilă şi nisip. Dezvoltarea unor plante pe suprafaţa ei contribuie la acumularea de noi sedimente, care pot ajunge până la nivelul mareei înalte, formând astfel o *câmpie litorală mlăştinoasă sărată* sau *marşe.* Curenţii de maree, vor străbate această câmpie printr-o serie de canale. Prin amenajări speciale aceste marşe pot fi transformate în terenuri productive.

Terasele litorale se aseamănă ca formă, cu terasele fluviatile, ele având aspectul unor trepte de diferite dimensiuni, situate la altitudini variate, care însoţesc litoralul. Se deosebesc, totuşi, de terasele fluviatile prin înclinarea mai mare a podului şi prin fruntea mai prelungă.

După geneză şi structură, terasele litorale pot fi: de *acumulare, mixte şi de abraziune. Terasele* de *acumulare* sunt sculptate numai în depozite de acumulare specifice litoralului, fără a ajunge la roca de bază. *Terasele mixte* sunt tăiate în roca de bază, dar au şi o cuvertură subţire de depozite marine. *Terasele de abraziune* sunt modelate în roca de bază, fără a avea nici un fel de depozit pe ele.

Cele mai tipice terase litorale par a fi rezultatul mişcărilor eustatice din cuaternar, mişcări legate de perioadele glaciare (nivelul apei era scăzut) şi interglaciare (nivelul apei era ridicat ca urmare a topirii calotelor glaciare). *Ch. Dépéret, 1890,* care s-a ocupat cu studiul acestor terase, a stabilit un sistem de 5 terase pe litoralul Atlanticului şi al Mării Mediterane, situate la altitudini de 3-5 m (terasa 1); 18-20 m (terasa a II-a monastiriană); 30-35 m (terasa III, tireniană); 55-60 m (terasa IV, milaziană) şi 95-100 m (terasa V, siciliană).

Forme de relief litoral



Figura 151. Căldare de abraziune



Figura 152. Martori de abraziune pe (ţărmul Oceanului Pacific, SUA)



Figura 153. Insula stâncoasă (ţărmul Oceanului Pacific, SUA)



Figura 154. Turnuri şi porţi de abraziune



Figura 155. Plajă pe ţărmul californian

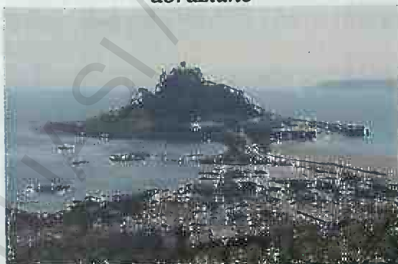


Fig. 156. Tombolo Muntele St. Michael's, Cornwall, Anglia *(sursa: z.about.com/d/geology/1/0/7/)*



Fig.157. Plaja St. Pierre, M. Antilelor, Martinica

4.9. SPECIFICITATEA VÂNTULUI CA AGENT MODELATOR

4.9.1. Consideraţii generale

Acţiunea vântului asupra scoarţei terestre se manifestă atât direct cât şi indirect. Astfel, în primul caz, vântul joacă un rol important în procesul de evaporare a apei, de transport a vaporilor de apă şi de formare a precipitaţiilor, influenţând, prin acestea, alterarea şi chiar acţiunea apelor curgătoare. Tot vântul este cel ce generează valurile şi curenţii marini, care, la rândul lor, acţionează asupra ţărmurilor.

În cele ce urmează ne propunem, însă, să analizăm acţiunea directă a vântului asupra scoarţei terestre, el fiind unul dintre agenţii morfogenetici cei mai dinamici, care se manifestă spaţial pe toată suprafaţa Pământului. Dacă însă formele create de vânt nu sunt peste tot bine exprimate, aceasta se datoreşte complexului fizico-geografic şi nicidecum inexistenţei sale.

Vântul devine un agent morfogenetic numai atunci când se află în contact cu suprafaţa terestră.

Ca şi agent modelator, vântul prezintă o serie de particularităţi, care-l deosebesc de alţi agenţi morfogenetici. Astfel, el nu se supune atracţiei gravitaţionale şi de aici largul său domeniu de activitate. Acţiunea sa se manifestă pe fundul văilor, pe versanţi, pe interfluvii şi în unele cazuri, în locurile unde alţi agenţi morfogenetici nu pot acţiona, rămâne singur să modeleze aceste suprafeţe.

O altă caracteristică este dată de faptul că vântul nu se prezintă sub forma unui curent de aer uniform şi constant, nici în ceea ce priveşte direcţia şi nici sub aspectul intensităţii. Direcţia vântului este diferită în decursul unui an, ea fiind în funcţie de o serie de factori generali sau locali.

Sub aspectul intensităţii, vântul are o dinamică pulsatorie, oscilând de la rafale foarte puternice la uşoare adieri. Intensitatea vântului se reduce în contact cu suprafaţa topografică. În funcţie de intensitatea sa, vântul spulberă şi transportă particule cu anumite dimensiuni, existând, astfel, o sortare naturală a materialelor rezultate în urma altor procese (alterare, dezagregare, aluvionare).

Acţiunea vântului, spre deosebire de cea a altor agenţi modelatori, nu se manifestă pe spaţii înguste, ci afectează teritorii întinse, făcându-se resimţită simultan pe suprafeţe mari.

Eficacitatea acţiunii vântului asupra scoarţei terestre depinde de raportul existent, într-un anumit loc şi la un moment dat, între intensitatea lui şi rezistenţa elementelor asupra cărora acţionează şi care este dată de dimensiunile, greutatea şi forma particulelor, de coeziunea rocilor şi a solului, de gradul de umectare şi de acoperire cu vegetaţie a terenului,

precum şi de intervenţia omului. Rezultă că vântul, ca agent modelator, îşi pune amprenta acţiunii sale mai ales în regiunile cu climă aridă şi semiaridă, unde precipitaţiile sunt scăzute, iar vegetaţia lipseşte sau este sărăcăcioasă.

Activitatea vântului, ca şi agent morfogenetic, se manifestă sub cele trei forme cunoscute: eroziune, transport şi acumulare.

În natură, aceste trei laturi ale acţiunii eoliene se găsesc într-o strânsă interdependenţă, iar separarea lor o facem în scopul unei mai bune înţelegeri a rolului şi a formelor create de vânt. Prin întreita sa acţiune asupra scoarţei terestre, vântul este un agent morfogenetic complet.

4.9.2. Mişcarea aerului

Vântul este cauzat de dezechilibrele existente între zonele cu presiune atmosferică mare şi cele cu presiune atmosferică mică. Direcţia lor de deplasare este determinată de raporturile existente între gradientul de presiune, forţele lui Coriolis şi forţa de frecare cu suprafaţa terestră.

„Scurgerea aerului" poate fi laminară şi turbulentă, trecerea de la prima la cea de-a doua formă fiind determinată de depăsirea limitei de 1m/s a vitezei vântului. Peste acest prag mişcarea aerului devine turbulentă (turbulenţă dinamică). Turbulenţa aerului poate fi accentuată de încălzirea sa la contactul cu suprafaţa terestră precum şi de gradientul termic vertical.

În funcţie de factorii meteorologici, orografici şi de covorul vegetal, viteza vântului poate să cunoască o descreştere sau o accelarare bruscă. Diferenţieri ale vitezei vântului se întâlnesc pe suprafeţele netede şi pe cele cu rugozitate mare.

În funcţie de intensitatea sa este şi puterea de lovire a vântului, care variază de la cîteva kg/m², când viteza este redusă, la 95 kg/m² la o viteză a vântulut de 28m/s sau chiar 400 kg/m², la o viteză de 45 m/s. O forţă deosebită au taifunele, uraganele şi huricanele, a căror viteză depăşeşte 45m/s.

4.9.3. Eroziunea eoliană

Vântul este un agent eficace la contactul său cu suprafaţa terestră, unde poate „disloca" şi antrena în mişcare particule fine de nisip, de praf şi zăpadă.

Eroziunea eoliană se caracterizează printr-o dublă manifestare: deflaţie şi coraziune.

Deflația este acțiunea de înlăturare a materialului fin, necoerent, de la suprafaţa rocilor şi din crăpăturile acestora. Intensitatea acestui proces este în funcție de tăria vântului, natura materialelor dezagregate, de vegetație, gradul de umiditate ş.a. Ea se manifestă mai ales în regiunile cu climat arid şi semiarid, unde condițiile fizico-geografice ale dezvoltării sale sunt propice. În regiunile temperate, deflația este mai activă în perioadele secetoase, când antrenează praf şi particule fine de nisip de pe plajele marine, de pe fundul albiilor secate, din depozitele glaciare ş.a. Deflația nu este o acțiune de eroziune directă, ci ea favorizează procesul de dezagregare prin înlăturarea

materialului mai fin, rămânând pe loc roca sau particulele mai grosiere, care sunt, astfel, expuse direct intemperiilor.

Deflaţia are o intensitate mai mare în regiunile cu vânturi puternice, care produc adevărate furtuni de praf sau de nisip, cum sunt cele din Sahara, partea de vest a S.U.A., Australia etc. În timpul unor unor asemenea furtuni violente este spulberat un strat gros de nisip sau chiar de sol, în regiunile de stepă.

În contrast cu acest mod violent şi neritmic de manifestare a deflaţiei este deflaţia produsă sub acţiunea vânturilor de tărie obişnuită, dar frecvente. S-a calculat că în aceste condiţii, prin deflaţie poate fi înlăturată o pătură de sol cu grosimi de 4,5 - 6,5 mm pe an (*Sobolev S.S*,1948).

Deflaţia înlătură praful şi nisipul fin, lăsând în deşerturi o suprafaţă netedă acoperită cu un pietriş mărunt, denumită *reg*, în Sahara, *serir*, în Deşertul Libiei sau *gibbers plains*, în Australia. Se formează, astfel, un adevărat *pavaj deşertic*, iar în cazul unei denudări mai înaintate rezultă deşertul pietros sau cum îl numesc arabii –*hamada*.

Un alt rezultat al deflaţiei îl constituie *depresiunile de deflaţie*, care pot avea, în diametru, de la câţiva metri până la 2 km (*A. Strahler*, 1973), dar ele sunt puţin adânci. Se formează pe locul unor mici forme negative, acolo unde terenul este mai „moale" sau vântul devine mai intens.

În regiunile cu un climat ceva mai umed, deflaţia are un rol redus, ea fiind mai activă în timpul perioadelor secetoase, când particulele de sol sunt pulverizate şi pot fi antrenate în mişcare de vânt. Se pot forma, pe soluri golaşe, mici şănţuleţe separate de creste prelungi, sau poate fi înlăturată partea superioară a stratului de sol.

Coraziunea este procesul mecanic de distrugere şi şefluire a rocilor, cu ajutorul materialului antrenat în mişcare de către vânt. Coraziunea şi deflaţia se întrepătrund atât de mult, încât, practic, este foarte greu de delimitat acţiunea fiecăreia în parte. Coraziunea este mai eficace în apropierea solului, până la 1-2 m, deoarece la înălţime, particulele transportate de vânt, capabile să erodeze, scad foarte repede.

Eficacitatea coraziunii depinde de energia cinetică a particulelor de nisip antrenate de deflaţie. La rândul ei, energia cinetică depinde de mărimea şi compoziţia mineralogică a granulelor de nisip şi de viteza vântului. De asemenea, există un unghi optim al impactului granulelor de nisip cu suprafaţa rocii, acesta variind în funcţie de structura cristalină a rocii (*Ballais J.L. şi al*, 1998).

Despre efectele deflaţiei şi coraziunii *H. Cloos* (1969) spune: *„Am găsit un întreg platou acoperit de pietre superb colorate şi sculptate de vânt; nu trebuie decât să ne aplecăm pentru a ne umple buzunarele cu carniole roşii, sclipitoare, cristale de cuarţ, agate brăzdate de planglici fine ca firele de păr, toate şlefuite fin şi cioplite de vântul aspru, de nisip care făcuse pietre preţioase din ele ... Cele mai înfricoşătoare dintre toate erau dârele tăioase care răscoliseră stâncile, striuri adânci tăiate parcă de gheare ascuţite de oţel, de pumnale curbe sau perii metalice."*

4.9.3.1. Formele de relief rezultate în urma eroziunii eoliene

În realizarea unor forme de relief specifice, deflaţia şi coraziunea sunt asociate şi cu alte procese mecanice sau chimice, iar natura petrografică a rocilor şi dispunerea stratelor de roci au un rol important. Toate acestea fac ca formele de relief modelate de vânt să aibă aspecte ciudate, constituind puncte de atracţie deosebite. Fie că sunt în deşerturi sau în alte zone climatice aspectul lor este aproape acelaşi.

Ciupercile eoliene (fig. 55, 56) sunt forme reziduale, cu aspectul unor ciuperci şi pot fi întâlnite atât în regiunile deşertice (Sahara) cât şi în regiunile temperate (Saxonia) etc. La noi în ţară, din această categorie fac parte Babele din Bucegi (fig. 55). Prin înaintarea coraziunii „piciorul" acestor ciuperci se reduce treptat, în aşa fel încât partea superioară a lor se menţine pe bază numai datorită propriei lor greutăţi. Acestea poartă denumirea de *pietre oscilante* sau *balansoare* şi ele au o existenţă efemeră.

Mesele eoliene se formează în structurile orizontale cu strate care au o rezistenţă diferită la eroziune, mai ales când în bază sunt orizonturi mai friabile, iar la partea superioară mai dure. Se întâlnesc în Deşertul Libiei etc.

Sferele eoliene sunt concreţiuni grezoase dintr-un strat de nisip, rămase în relief prin înlăturarea rocii mai friabile din jur. V. A. Obrucev, 1952, citează astfel de forme în deşertul din Peninsula Mangâşlak.

Stâlpii eolieni se formează pe roci diferite: granite, andezite, conglomerate, calcare, gresii, etc. Prin dezagreare rămâne un relief ruiniform asupra căruia acţionează coraziunea, rezultând forme cu aspect de stâlpi sau coloane.

Rezistenţa diferită a rocilor face ca eroziunea eoliană să aibă un caracter selectiv, în urma căreia rezultă o gamă de microforme, la care sunt participante însă şi alte procese mecanice şi/sau chimice. Astfel sunt şi periile eoliene, saltelele, nişele, buzunarele şi fagurii eolieni. Forme de relief sugestive se întâlnesc în Deşertul Foişoarelor din sud-vestul Australiei: stânci de dimensiuni, culori şi forme diferite sau cele din Ţinutul Stâncilor Roşii din Utah (SUA).

Pe suprafeţele orizontale sau cvasiorizontale, cu un substrat argilos se dezvoltă *yardangurile* (fig. 158), care sunt o alternanţă de şanţuri şi creste orientate pe direcţia dominantă a vântului.

Ele rezultă în urma acţiunii de coraziune exercitată de vânt la suprafaţa argilelor, iar păstrarea crestelor se datoreşte micilor smocuri de vegetaţie care fixează, prin rădăcinile lor, materialul din jur. În faza iniţială, yardangurile au aspectul unor mici jgheaburi, care cu timpul se dezvoltă, transformându-se în şanţuri paralele, adânci de 5-6 m, separate între ele de creste uniforme, ca aspect, cu lăţimi de 4-5 m. Şanţurile au în profil transversal aspectul unor buzunare, iar fundul lor este acoperit cu nisip. Regiunea Turkestan este considerată cea mai caracteristică pentru existenţa şi formarea yardangurilor.

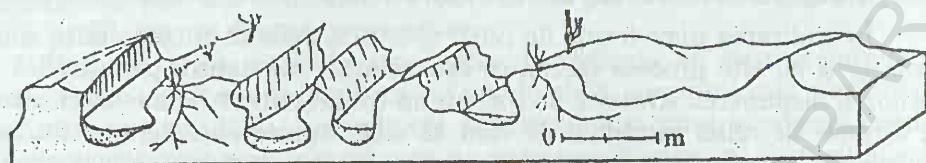


Figura 158. Yardanguri paralele (M. Derruau, 1958)

Forme asemănătoare cu yardangurile, dar de dimensiuni mult mai reduse se întâlnesc în gips sau chiar în gresii pe liniile de fisurare a rocilor.

În regiunile deşerturilor, unde există un bogat material dezagregat, coraziunea eoliană şlefuieşte pietrele, conferindu-le acestora trei sau mai multe feţe (ventifacte). Astfel de pietre şlefuite poartă numele de *gliptolite;* cele cu trei feţe se numesc *Dreikant-er*, iar cele cu mai multe feţe – *Windkant-er*.

Pe suprafeţele orizontale şi cvasiorizontale, prin eroziunea eoliană se pot forma o serie de adâncituri de diferite dimensiuni purtând variate denumiri: *fuldji, vadi* sau *depresiuni eoliene.* Asemănătoare sunt micile depresiuni din partea vestică a Australiei şi din deşerturile Gibson şi Victoria în care se pot instala mici lacuri temporare.

Fuldji, întâlnite mai cu seamă în deşertul Arabiei, sunt mici adâncituri cu aspectul unei copite de cal. În nordul Africii sunt *soturile* –mici depresiuni acoperite cu o crustă de săruri şi uneori şi cu puţină apă.

Vadi au aspectul unor culoare alungite, asemănătoare albiilor secate ale unor râuri.

Bazinele de eroziune sunt mici depresiuni, adânci de câţiva metri. O „variantă" mai dezvoltată a acestora sunt şoturile din Africa de Sud, care au adâncimi de peste 100 m şi lăţimi de zeci sau chiar peste 100 km.

În cazul marilor depresiuni –de tipul Qanttara din Egipt– deflaţia are numai rolul de a le menţine căci geneza lor este tectonică.

Forme asemănătoare se întâlnesc şi în alte domenii climatice decât cele aride, ele fiind rezultatul „colaborării" vântului cu alte procese. Astfel, la noi în ţară sunt Babele şi Sfinxul din Munţii Bucegi (fig 55 şi 56) modelate în conglomerate calcaroase. Forme asemănătoare se întâlnesc şi pe Vârful cu Dor, pe Culmea Lăptici sau pe Vârful Omu.

În Muntele Cozla, în apropiere de Piatra Neamţ, vântul a săpat în stratele groase de gresie de Kliwa trei excavaţiuni sferice cu diametrul de 0,8-0,9m. „Căldările de la Cozla" sau „Căldările Uriaşilor" sunt asemănătoare taffonilor.

4.9.4. Transportul eolian

Deplasarea nisipurilor trebuie considerată ca fiind mişcarea curentului de aer purtător de nisip. Nisipul îşi începe mişcarea sa când granulele au un diametru de 0,25-0,01mm, iar viteza vântului, la suprafaţa stratului de nisip,

este mai mare de 3,5-4m/s (M.P.Petrov, 1986). Viteza vântului necesară pentru antrenarea în mişcare a particulelor de praf şi nisip este cunoscută sub termenul de viteza de prag a fluidului.

Urmărind deplasarea nisipului la suprafaţă, pe timp de vânt, R.A. Bagnold (1941), a stabilit trei forme specifice ale acestui proces:

- *mişcarea de alunecare* sau de rostogolire sau rulajul prin deplasări neregulate, scurte ale granulelor de nisip. Aceasta este specifică granulelor de dimensiuni mai mari;
- *mişcarea în salturi (saltaţia),* când granula de nisip smulsă de la suprafaţa terenului descrie o curbă parabolică şi ciocnindu-se de suprafaţă poate să-şi reia „saltul", sau lovind alte granule determină deplasarea acestora prin rostogolire sau chiar prin salturi. Acest fel de mişcare este specific granulelor de dimensiuni medii şi mici;
- *mişcarea în suspensie,* în care caz granula de nisip sau de praf este antrenată în mişcare de curentul de aer, fără să atingă suprafaţa topografică. Ea se va menţine în această stare atât timp cât intensitatea curentului de aer nu se modifică. Prin suspensie sunt antrenate particule fine de praf cu diametrul între 0,2 şi 0,03mm.

Cercetările mai noi au mai identificat un tip de deplasare a particulelor de nisip –*reptaţia eoliană* (J.L. Ballais şi colab, 1998), caracterizată prin mici salturi ale particulelor de nisip induse de impactul altor particule aflate în mişcare.

Existenţa diferitelor forme de mişcare a granulelor de nisip se explică prin caracterul neomogen al alcătuirii mecanice a nisipurilor eoliene. O mare importanţă în trasportul eolian au greutatea specifică a granulelor, volumul şi forma lor. Densitatea curentului de aer purtător de nisip variază în funcţie de înălţime. Astfel, la înălţimi de peste un metru, granulele de nisip se ridică numai în cazul vânturilor foarte puternice. Forţa curentului de aer, la aceeaşi viteză a vântului, poate fi influenţată şi de starea nisipului.

Cantitatea de nisip transportată de curentul de aer depinde de durata şi de forţa acestuia. Astfel, la o viteză a vântului de 5,8 m/s este transportată o cantitate de nisip egală cu 6,3 kg/m^3, pentru ca la o viteză de 16 m/s, cantitatea de nisip transportată să crească la 157,5 kg/mc (*S.P.Ratkovski*, citat de *M.P Petrov*, 1986). Cele mai „eficiente" sunt furtunile de praf şi cele de nisip. Astfel, în timpul unei furtuni de praf, 1 km^3 de aer conţine, în suspensie, 875 tone praf, iar cantitatea totală de materiale antrenate poate ajunge la 90 de milioane metri cubi, la un diametru al furtunii de 500 de km. Praful ridicat în aer poate fi transportat, apoi, la distanţe foarte mari, din Sahara până în Franţa, Italia, Anglia; din Deşertul Gobi în Japonia; din Australia în Noua Zeelandă.

O astfel de furtună de praf, produsă în 1928 în Ucraina, unde poartă denumirea de *furtuni negre,* s-a calculat că a transportat şi depus în ţara noastră peste 148 milioane m^3 de praf. În Sahara, predomină furtunile fierbinţi, cu aspectul unor trombe, numite local *ghiblis,* care transportă cu viteză şi la mari distanţe nu numai praful ci şi particulele fine de nisip.

Furtuna de nisip care ia naştere în deşerturi, în condiţiile unui vânt puternic, are aspectul unui zid de nisip mişcător, puţin ridicat deasupra solului. În Sahara, aceasta poartă denumirea de *simun* şi el este foarte neprielnic caravanelor. Iată cum descrie *H. Cloos* (1969) o asemenea furtună de nisip în Deşertul Nibiei: *„Am văzut-o venind de departe. Un zid brun de nori s-a ridicat la orizont şi s-a îndreptat cu viteză spre noi, umflându-se îngrijorător. Apoi a început să urle, să fumege, să fiarbă. Un întreg ţinut a fost măcinat de moarte. Timp de o zi întreagă."*

4.9.5. Acumularea eoliană

Procesele de deflaţie sunt însoţite întotdeauna de procesele de acumulare a materialului detritic. Acumulările de nisipuri sunt reprezentate de forme foarte mobile, cu mişcare liberă şi prin forme puţin mobile fixate de vegetaţie.

Formarea reliefului eolian de acumulare depinde de următorii factori: cantitatea de nisipuri mişcătoare, gradul lor de duritate şi de pulverulenţă, periodicitatea mişcărilor progresive, regimul vântului, vegetaţia, starea de umiditate a suprafeţei care a fost supusă deflaţiei, obstacolele mecanice din calea nisipului mişcător (*M.P. Petrov*, 1986). La rândul lor, fiecare din aceşti factori este variabil. Astfel, cantitatea de nisip mobil poate fi constantă sau se poate afla în creştere sau în scădere.

Vântul poate avea o singură direcţie dominantă sau direcţiile sale pot fi reciproc opuse şi egale ca forţă. Alteori, regimul vânturilor se caracterizează prin mai multe direcţii, fiecăreia corespunzându-i forme de relief eolian proprii, temporare sau permanente.

Vegetaţia poate fi considerată un obstacol mecanic, care reacţionează, la acoperirea cu nisip, printr-o intensificare a creşterii, determinând apariţia unor forme de acumulare specifice.

Forma de relief caracteristică acumulării eoliene este *duna de nisip* (fig. 161, 162, 163). Ea este asemănătoare unei movile ale cărei dimensiuni şi forme sunt foarte variate. Cel mai elementar tip de dună este *barcana* care este dispusă perpendicular faţă de direcţia vântului. Ea este asimetrică, având o pantă lină (10°-20°) şi prelungă în bătăia vântului şi una concavă, mult mai abruptă (33°-35°), în partea ferită de vânt. În locul de racord al celor două flancuri ale barcanei se formează creasta sau coama, în formă de arc. Dimensiunile barcanelor sunt foarte variabile, de la câţiva zeci de centimetri până la 50 m, uneori chiar mai mult.

Barcanele se formează, de regulă pe suprafeţele netede şi dure. Geneza lor era explicată, până nu cu mult timp în urmă, prin existenţa unor obstacole în calea vântului. Lovindu-se de acestea, forţa vântului scade, particulele de nisip capătă o mişcare sub forma unor mici vârtejuri şi se depun în spatele obstacolului. Cercetările recente pun în evidenţă faptul că viteza pulsatorie a vântului permite depunerea particulelor mai mari, favorizând, în continuare, acumularea nisipului. Când există cantităţi suficiente de nisip, barcana se mobilizează într-o mişcare liberă, progresivă.

Prelingerea curenţilor de aer în jurul barcanei şi dezvoltarea curentului purtător de nisip la suprafaţa pantelor determină forma de semilună a barcanei. Această formă caracteristică apare numai în situaţia existenţei unei singure direcţii dominante a vântului. Modificarea direcţiei vântului atrage şi reconstruirea barcanelor corespunzător noii direcţii.

Barcanele pot să apară singulare sau în grupuri; în ultimul caz observându-se un anumit geometrism.

O formă mai complicată de relief eolian o reprezintă *lanţul de barcane,* care are forma unui val ondulat, mult alungit, cu pante inegale, cu o lăţime de 10-12 m şi cu lungimi de zeci sau sute de metri.

În mod obişnuit, lanţurile de barcane se dispun în rânduri paralele, iar înălţimea lor nu este constantă pe toată lungimea. Distanţa dintre lanţuri este în funcţie de înălţimea lor; cu cât înălţimea este mai mare creşte şi distanţa dintre ele.

În condiţiile modificării sezoniere a direcţiei vântului se formează o serie de dune sau *lanţuri de dune* cu anumite particularităţi.

În locurile în care vântul îşi schimbă de mai multe ori direcţia în decursul unui an se formează aşa numitele *dune piramidale.* Acestea sunt acumulări mari de nisip, cu câteva creste şi pante care se dispun radial. Înălţimea lor ajunge până la 200-300 m. Dunele piramidale sunt imobile şi numai crestele lor se mişcă, în funcţie de vânt. Cele mai caracteristice forme de acest fel sunt întâlnite în Sahara (Marele Erg Oriental), în sudul Arabiei Saudite, şi în Deşertul Takla Makan.

Vânturile cu regimuri diferite generează *dunele longitudinale.* Deşi *R.A. Bagnold (1941)* şi *Capot-Ray R. (1948)* susţin posibilitatea apariţiei dunelor longitudinale prin reconstruirea barcanelor solitare, *C.T. Madigan* (1946) consideră că acestea iau naştere pe suprafeţe plane, fără a trece prin stadiul de barcană. Iniţial, se formează fâşii de nisip paralele, în prezenţa a două direcţii ale vântului, care acţionează periodic, sub un unghi ce nu depăşeşte 45° faţă de axul longitudinal al fâşiei. Apoi, fâşiile de nisip cresc în continuare în lungime şi lăţime transformându-se în lanţuri de nisip. Acestea se dispun la o distanţă medie de 2-3 km unul de celălalt.

O caracteristică a formelor de acumulare eoliană este permanenta lor deplasare, cauzată de mişcarea nisipurilor în timpul transportului eolian. Direcţia şi viteza de deplasare a dunelor depind de direcţia şi viteza vântului, de masa de nisip, de structura mecanică şi de gradul de umiditate ale acestora. În general, viteza de deplasare a dunelor este invers proporţională cu masa lor. Cu alte cuvinte, la aceeaşi viteză a vântului, dunele mari se vor deplasa mai lent decât cele mici.

Dunele din conul de umbră al vântului se formează în spatele unor obstacole izolate şi au aspectul unor valuri de nisip mult alungite, dispuse paralel cu vântul care le-a generat. Lungimea lor poate să ajungă la câţiva km, înălţimea până la 15-20 m, iar lăţimea variază între 100 m şi 150 m.

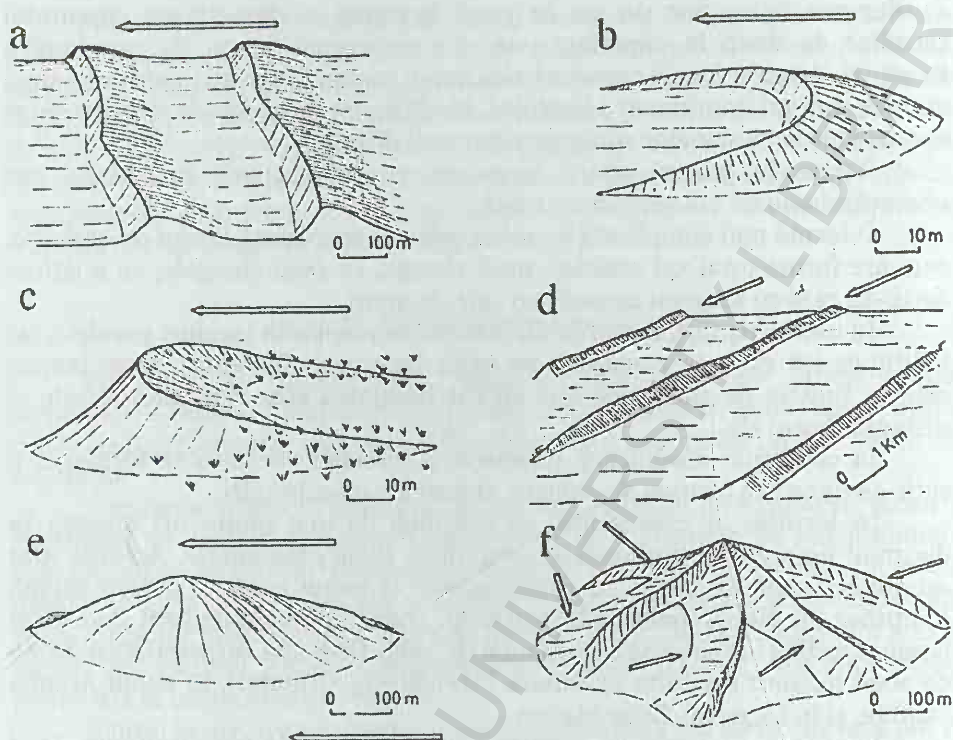


Figura 159. Principalele tipuri de dune eoliene: *a - dune transversale; b - barcane; c - dune parabolice; d - dune longitudina; e - dune în dom; f - dune în stea.*

În jurul unor excavaţiuni sau a depresiunilor de deflaţie, se pot forma, prin acumularea nisipului spulberat de vânt, *dunele parabolice*, a căror convexitate este orientată în sensul direcţiei vântului.

Observaţiile efectuate în deşerturi au pus în evidenţă influenţa vegetaţiei asupra nisipurilor mobile. Astfel, în cazul vânturilor dintr-o singură direcţie, în spatele tufelor se formează movile de nisip, care treptat se acoperă cu vegetaţie.

În cazul vânturilor cu direcţii diferite, movilele se formează în faţa tufelor. Amândouă tipurile de movile există atât timp cât rezistă tufa respectivă.

Câmpurile de dune (fig. 162) sunt mari acumulări de nisip din regiunile aride şi semiaride, a căror suprafaţă se extinde pe mii de kilometri pătraţi (în deşertul Han Hai 1.650.000. km^2, în Asia Centrală 1.104.000. km^2 etc). Ele sunt cunoscute sub numele de *erg-uri* –denumire dată acumulărilor de nisip din Sahara, dar mai poartă şi denumirea de *kum* (în Asia Centrală) sau cea arabă de *nefud*. Originea marilor cantităţi de nisip din erguri este diferită, ea fiind de obicei rezultatul mai multor agenţi şi procese. Analizele sedimentologice au dovedit că nisipurile din deşerturile Kara-Kum sunt depuneri ale fluviului Amu-Daria, aduse din Pamir şi Munţii Tianşan, la fel cele din pustiul Kîzîl-Kum sunt depuneri mai vechi ale Sâr-Dariei. Aceeaşi

origine fluvială o au şi nisipurile din deşerturile asiatice Takla-Makan şi Thar.

Marele Erg saharian este format din nisipuri marine de vârsta cretacică, remaniate şi transportate din Atlasul Saharian şi din regiunea Colombo-Bechar de către râuri în timpul villafranchianului.

O altă sursă a marilor acumulări de nisip o constituie dezagregarea. Depozitele de nisip, provenit pe această cale, au grosimi reduse şi întinderi limitate, cum sunt acelea din deşerturile Kalahari, Alaşan şi o parte din nisipurile Saharei.

În cadrul acestor câmpuri de dune sau de erguri se întâlneşte toată gama formelor de acumulare, începând de la mici riduri, şi până la dune de 2-300m înălţime. Pe lângă dunele transversale şi cele longitudinale, se întâlnesc dune neregulate, fără nici un aliniament – situate în regiunile din Sahara cu vânturi violente, unde sunt denumite *akle*. Tot în aceste regiuni sunt acele culoare largi şi lungi situate între dune, numite *gossi* sau *feidj* în care apar, local, oazele.

Forme de relief eolian se întâlnesc şi în alte regiuni decât cele cu climat arid şi semiarid, acolo unde sunt întrunite condiţiile necesare formării lor. Aşa sunt plajele marine cu nisip bogat şi vânturi puternice (dunele marine), precum şi luncile râurilor formate din aluviuni fine (dunele fluviale).



Figura 160. Ciupercă eoliană



Figura 161. Dune litorale (ţărmul Oceanului Pacific, Oregon, SUA)



Figura 162. Câmp de dune

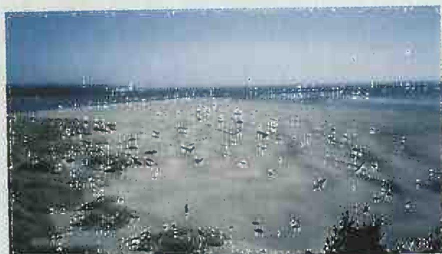


Figura 163. Dune litorale (ţărmul Oceanului Pacific, Oregon, SUA)

4.10. LUMEA VIE ŞI RELIEFUL

Lumea vie participă şi ea la modelarea reliefului terestru, uneori creând chiar forme interesante.

Şi cele mai mici vieţuitoare, bacteriile, iau parte la procesul de alterare a rocilor şi participă la formarea solurilor pe care se fixează apoi plantele superioare. Rădăcinile plantelor pătrund în crăpăturile rocilor, le măresc, contribuind astfel la sfărâmarea substratului pe care se dezvoltă, proces accelarat şi de unii acizi pe care îi secretă.

Chiar dacă *rolul vegetaţiei* în modelarea reliefului nu se ridică la nivelul agenţilor morfogenetici specifici, el nu trebuie neglijat, deoarece în lunga istorie a Pământului plantele au avut totuşi un „cuvânt" de spus la evoluţia reliefului.

Prin acumularea unor depozite în lagune, care sunt transformate în mlaştini şi apoi devin uscat, plantele contribuie la extinderea uscatului. Pădurile de mangrove de pe ţărmurile tropicale ale mărilor şi oceanelor reţin o mare cantitate de mâl, contribuind în acest fel la ridicarea rapidă a ţărmurilor. Mai pot fi amintite marile depozite de cărbuni, rezultate în urma carbonizării unei însemnate mase de vegetaţie lemnoasă.

La prima vedere s-ar părea că nici animalele nu au nimic comun cu procesul formării şi evoluţiei reliefului. Şi totuşi nu este aşa. Unele animale de pe uscat sapă galerii subterane, pregătind solul sau roca pentru eroziune. Potecile folosite de animalele grele se transformă cu timpul în mici terasate de tasare –*pieds de vaches*– cu lăţimi de 10-50 cm sau alteori asemenea „cărări" pot fi reluate de eroziunea apelor ce se scurg pe versanţi şi transformate în ogaşe sau ravene.

Construcţiile unor animale se înscriu în relief ca şi forme specifice. Aşa sunt muşuroaiele de furnici sau cele ale *termitelor* (fig. 167) din regiunile tropicale, ale căror dimensiuni sunt impresi-onante. În regiunea Kakadu, din nordul Australiei, construcţiile termitelor ajung până la 10 m înălţime. *Construcţiile castorilor* (fig. 168) creează un peisaj aparte în regiunile în care trăiesc.

În mediul acvatic, resturile animalelor moarte se acumulează pe fundul mărilor sau al oceanelor, dând naştere unor depozite masive (roci sedimentare biogene).

Dintre toate formele construite de animale, cele mai impunătoare şi mai reprezentative sunt fără îndoială cele care se datoresc *coralilor*. *Coralii* (fig. 169) sunt organisme marine al căror corp gelatinos este protejat de un schelet calcaros. Ei trăiesc în colonii compuse din numeroşi indivizi şi pe măsură ce unii mor, alţii se dezvoltă pe scheletele primilor, ceea ce permite acumularea unei însemnate mase calcaroase.

Pentru a se dezvolta, coralii au nevoie de anumite condiţii: apă caldă, sărată şi curată. Apa trebuie să aibă o temperatură care să depăşească chiar

şi în luna cea mai rece 20°C, să nu conţină material detritic în suspensie şi să fie bine aerată. Aceste condiţii explică răspândirea actuală a coralilor numai în apele tropicale şi ecuatoriale, între 30° latitudine nordică şi 25° latitudine sudică. Coralii trăiesc aproape de suprafaţa apei, până la adâncimea de 60 m. Prin acumularea scheletelor de corali iau naştere construcţii interesante şi variate, plate şi puţin ridicate deasupra nivelului apei. Astfel sunt *recifii franj* sau *litorali* (fig. 165) care se dezvoltă pe platformele continentale, mai cu seamă în zona promontoriilor, unde valurile sunt mai intense, apa este mai curată şi mai aerată. Întrucât coralii se dezvoltă spre larg, unde şi condiţiile biotice sunt mai favorabile, aceşti recifi nu se pot alipi de ţărm, de care sunt separaţi printr-o mică lagună. Un astfel de recif alcătuieşte ghirlanda Insulelor Keys de la capul de sud al Floridei.

Alteori, recifii se formează de-a lungul ţărmurilor cu pantă redusă. Aici ei se găsesc mai departe de ţărm din cauza suspensiilor din apă şi a unei cantităţi mai mari de apă dulce. Sunt *recifii-barieră* şi închid împreună cu ţărmul lagune mari, dar puţin adânci (până la 60 m). Cea mai cunoscută şi totodată cea mai impresionantă construcţie coraligenă de acest tip este Marea Barieră de Corali din nord-estul Australiei (fig. 169), care se întinde din dreptul Insulei Heron (24°42' latitudine sudică) până la Insula Murray din strîmtoarea Torres (cca 9° latitudine sudică), pe o distanţă de 2300 km. Marea Barieră de Corali s-a format în decursul miilor de ani, ridicându-se într-un secol cu cca 3 m. Ea are aspectul unei culmi plate alcătuită din recifi de diferite mărimi, separaţi de o serie de canale, dintre care cel principal are o lăţime de 13 km în zona centrală şi de 180 km în partea sudică. De asemenea, mai mult de jumătate din ţărmurile Cubei sunt marcate de recifi coraligeni fosili *(seboruco)*, cele mai reprezentative fiind ţărmurile peninsulelor Guanahacabibes si Zapata, precum şi sudul Insulei Pinilor. În multe regiuni de pe glob se întâlnesc corali vii care formează bariere de recifi lungi de zeci şi sute de kilometri, cum sunt cele din jurul Mării Roşii, al Golfului Guineii, al insulelor Samoa, Tahiti, Caroline din Pacific etc.

Alte construcţii coraligene au forma unor inele mai mult sau mai puţin circulare, care închid în interiorul lor o lagună puţin adâncă. Dimensiunile inelului coraligen sunt reduse: lăţimea până la 500 m, iar înălţimea depăşeşte rar 3 m. În schimb, diametrul său poate ajunge până la 50 km sau chiar 70 km. Aceştia sunt ***atolii*** (fig. 164, 165, 170), iar unul dintre cei mai mari este atolul Kwafatein din Pacific, cu o lungime de 69 km şi o lăţime de cca 30 km.

În cele mai multe cazuri inelul nu este continuu, prezentând o serie de întreruperi prin care se realizează schimbul de apă dintre lagună şi mare sau ocean. O secţiune printr-un atol arată că pantele sale exterioare sunt abrupte şi ele coboară până la câteva sute sau chiar mii de metri. Forajele executate în Atolul Bikini au arătat că grosimea calcarului coraligen este de 3 000 m, ceea ce presupune o scufundare lentă şi îndelungată, însoţită de o activitate continuă a coralilor.

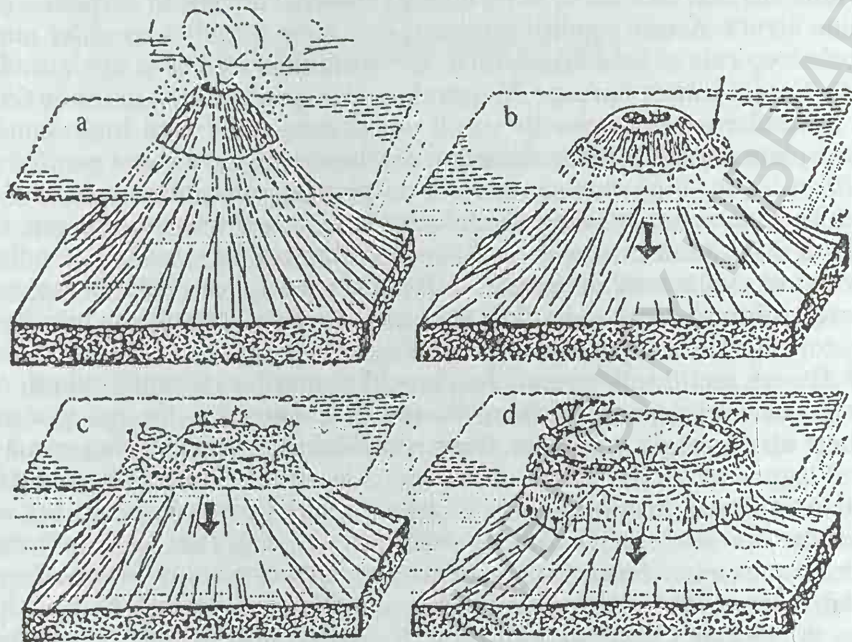


Figura 164. Formarea unui atol (Ch. Darwin, 1942)
a - vulcan activ,b - recif marginal, c - recif barieră; d – atol

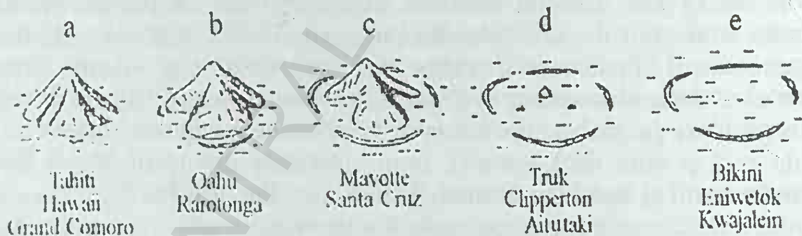


Figura 165. Exemple de bariere şi de atoli
(a,b) - recifi litorali; (c,d) - recifi de barieră; (e) - recifi inelari (atoli).

Exemple de insule alcătuite din atoli sunt numeroase. Astfel, Insulele Gilbert din Oceanul Pacific sunt formate din 16 atoli, în Insulele Caroline sunt cunoscuţi atolii Kusale, Ponape, Truk şi Yap; în Insulele Marshall se întâlneşte unul dintre cei mai mari atoli ai Oceaniei - Jeluit, alături de Bikini şi Eniwetok, iar în Insulele Ellice, Funafuti este unul dintre cei mai perfecţi atoli. Interesanţi sunt atolii imperfecţi, în a căror lagună se găsesc o serie de mici insule vulcanice, aşa cum sunt Atolul Tutamotu sau cel care formează Insula Eremit.

Ch. Darwin, 1842, a legat existenţa atolilor în largul mărilor şi oceanelor de prezenţa iniţială a unor mici insule vulcanice în jurul cărora s-au dezvoltat, la început, recifi litorali. A urmat apoi scufundarea uşoară a insulei, în timpul căreia reciful a continuat să crească, recifii-litorali devenind astfel recifi-barieră. Continuarea subsidenţei a dus la scufundarea

insulei vulcanice şi la formarea unui atol. Această ipoteză a lui Ch. Darwin a fost confirmată după 100 ani de la emiterea ei prin dovezile furnizate de forajele efectuate în atolii Eniwetok şi Bikini. Cu acest prilej s-au pus în evidenţă formaţiuni coraligene mai groase de 1000 m, dispuse peste un fundament vulcanic.

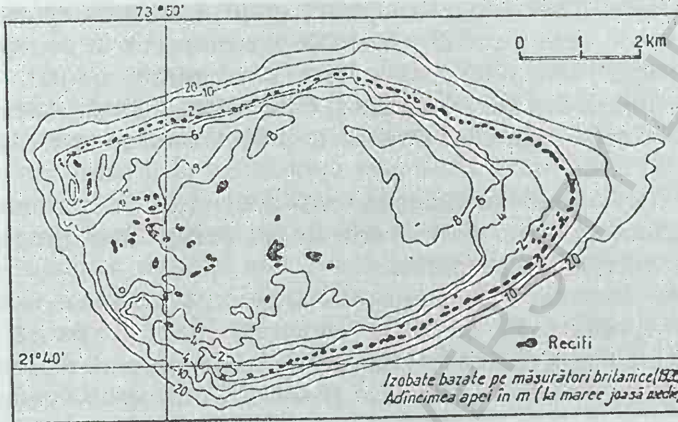


Figura 166. Harta atolului Hogsty Reef din arhipeleagul Bahamas *(după D. A. Ross, 1988)*.



Figura 167. Colonie de termite în Africa



Figura 168. Baraj construit de castori *(sursa: http://www.descopera.ro/dnews/)*



Figura 169. Marea barieră de corali (vedere parţială; *sursa: mihaela.spatiuweb.ro/?p=1456)*



Figura 170. Atolul Mururoa (Polinezia franceză; *(sursa: www.telegraph.co.uk)*

4.11. OMUL

Pentru ***om***, relieful constituie atât suportul întregii sale activităţi, cât şi obiect al muncii. De-a lungul timpului, omul a acţionat continuu asupra scoarţei terestre, determinând o serie de transformări în peisajul acesteia. Dacă la început intervenţia sa a fost involuntară, treptat, o dată cu dezvoltarea mijloacelor de producţie şi cu creşterea necesităţilor de materii prime sau produse agricole, aceasta a primit tot mai mult un caracter deliberat.

Chiar dacă formele rezultate în urma activităţii antropice nu au dimensiuni prea mari, se poate totuşi vorbi de un ***relief antropic*** caracterizat printr-o mare diversitate, de forme.

Primele intervenţii ale omului în relieful unei regiuni au fost legate de amenajarea spaţiului în care şi-a construit locuinţa. Astfel, în zonele mlăştinoase omul şi-a ridicat locuinţa pe movilele create de el. Înalte până la 16 m, asemenea movile se întâlnesc şi astăzi în câmpia Olandei, în cea a Germaniei, ca şi în delta comună a Gangelui şi Brahmaputrei. ***Tumulii*** sau ***curganele*** au fost înălţate ca puncte de observaţie sau ca morminte în stepele ponto-central-asiatice. Alteori, omul şi-a construit locuinţa săpând în versanţii abrupţi de loess, cum se poate vedea în China, sau făcând o serie de microexcavaţii în rocă, în Franţa (triglodiţii).

Aşezările urbane mari au necesitat în cursul dezvoltării lor, o serie de lucrări de excavare, de umplere a unor gropi, de nivelare care au condus la schimbarea aspectului iniţial al reliefului, greu de reconstituit astăzi în oricare oraş mare. Dezvoltarea rapidă a industriei a cauzat, indirect, şi importante modificări în relieful regiunilor puternic industrializate. Astfel, exploatările miniere au generat noi forme de relief. În special exploatarea la zi a cărbunelui a înscris în peisajul regiunii respective ***excavaţii adânci*** de sute de metri, aşa cum sunt cele din Africa de Sud, S.U.A. (Colinele Mesabi, la Bingham Canyon), în Tasmania, în Africa de Sud, în Anglia şi în alte ţări. La noi în ţară, forme asemănătoare, reduse însă ca dimensiuni, se întâlnesc în Munţii Pădurea Craiului şi sunt legate de exploatarea bauxitei, în jurul Rovinarilor, unde se extrage cărbune la zi, în carierele de piatră sau în balastiere.

În alte cazuri au rezultat, în urma lucrărilor miniere, goluri subterane, care, prin prăbuşirea tavanului lor, au dat naştere unor forme negative. Unele dintre acestea, după abandonarea lucrărilor, au fost umplute cu apă din precipitaţii şi transformate în lacuri. Aşa au luat naştere cel puţin o parte din lacurile sărate de la Ocna Sibiului, Turda, Ocna Mureş, Sovata.

Sterilul rezultat din lucrările miniere sau şleamul din flotarea minereurilor sunt depuse sub forma unor ***halde*** de sute de metri lungime şi zeci de metri înălţime. Tipice sunt aceste halde în ţinuturile miniere din Africa de Sud, Anglia, bazinul Ruhr, Pennsylvania. În stepa Doneţkului, „munţii" de steril, rezultaţi din exploatările miniere, ating înălţimea de 100

m, iar volumul lor se apropie de un milion metri cubi. Numărul acestor piramide ale vremurilor noastre se apropie aici de 1500. În scopul fixării şi valorificării acestor noi „munţi", se încearcă plantarea de păduri, fapt realizat, experimental, la 10 astfel de „piramide".

Valorificarea potenţialului energetic al râurilor a impus crearea unor acumulări de apă, captarea şi regularizarea unor cursuri de apă, construirea unor drumuri de acces, a unor obiective industriale etc.

Dintre toate acestea, cele mai importante modificări apar prin construirea barajelor şi acumulărilor de apă. ***Barajele*** prin dimensiunile lor se impun în relief ca adevărate forme mărețe, mai ales când înălţimea lor este de ordinul sutelor de metri, cum este cazul barajului de pe Inguri din Gruzia (301 m), a celui de la Nurek, pe Vahş (300 m), a barajului de la Şuşenskoe, pe Enisei (240 m). În spatele acestor „ziduri" uriaşe s-au format lacuri care modifică esenţial atât peisajul regiunii respective, cât şi ritmul proceselor geomorfologice. Unele dintre aceste lacuri apar ca mici mări interioare, cu suprafeţe de mii de km² (Akosombo, 8 500 km²; Kuibîşev, 6500 km²; Bratsk 5500 km², Nasser, 5000 km² etc.), pe ţărmurile cărora valurile generează un relief litoral cu forme de acumulare şi de abraziune. Uriaşul volum de apă acumulată în aceste lacuri (la Bratsk, 189 km³, Kariba-Zambezi, 160 km³, Manicongan 5 – Quebec, 142 km³) este, în unele locuri, cauza apariţiei unor mişcări de subsidenţă în regiunea respectivă.

Pentru o mai bună asigurare cu apă a lacului se fac numeroase ***captări artificiale***, săpându-se zeci de kilometri de tuneluri subterane. Putem da ca exemplu captările râului Topolog, Vâlsan, Râul Doamnei, ca să amintim numai pe cele mai însemnate din seria celor al căror curs a fost îndreptat de către om, pe sub munte, spre lacul de acumulare de la Vidraru.

Şi la noi în ţară s-au construit, sunt în construcţie sau urmează a se realiza în viitor numeroase baraje şi lacuri de acumulare. Cel mai „vechi" din categoria marilor amenajări de acest gen este Lacul Izvoru Muntelui, lung de 33 km, cu o suprafaţă de 33000 ha, un volum de apă de 1,2 miliarde m³, creat în spatele unui baraj înalt de 127 m. Drumul de la lac până la hidrocentrala de la Stejaru este parcurs de apă printr-un tunel săpat în munte, lung de 4,8 km. Barajul de pe Argeş (fig. 173) se ridică cu 165 m deasupra fundului văii, iar lacul Vidraru format în spatele său se extinde în amonte pe 14 km, având un volum de apă de 465 milioane m³.

Unul dintre cele mai îndrăzneţe şi mărețe proiecte de amenajare hidrotehnică este aşa-numitul Proiect Qattarah, care prevede umplerea depresiunii cu acelaşi nume din Deşertul Sahara cu apă din Marea Mediterană. Situată cu cca 120 m sub nivelul mării, Depresiunea Qattarah va fi unită cu Mediterana printr-un canal navigabil lung de 76 km şi larg de 300 m, devenind astfel un imens lac cu apă sărată ce va avea o suprafaţă de 19 500 km², care va modifica radical peisajul deşertic al regiunilor limitrofe.

În scopul unei mai bune legături între diferite regiuni de pe uscat, omul a construit căi de comunicaţie. Căile ferate şi şoselele care împânzesc astăzi continentele, deşi la prima vedere s-ar părea că nu au produs modificări în relief, au necesitat excavarea a milioane de metri cubi de rocă, săparea unor

deblee şi **tuneluri**, construirea de ramblee şi poduri. Astfel, pentru construirea celui de-al doilea tronson al Transsaharianului –inaugurat la 19 iunie 1978– care traversează defileul Ain-El-Hadjad, regiunile Arak, In Ekker, cu nisipuri foarte fine, au fost necesare pentru terasare 7 milioane metri cubi de material. Materialul scos din tunelele feroviare şi depus în alte locuri a dus la apariţia unor forme pozitive în relieful regiunii respective.

Canalele de navigaţie, în mod deosebit, şi canalele de irigaţii se impun în peisajul unei regiuni ca forme de relief, negative. Prin dimensiunile lor, marile canale de pe glob se apropie de formele de relief pe care natura le-a înfăptuit cu „migală şi răbdare" în decursul a milioane de ani. Amintim aici doar câteva dintre acestea spre a avea o imagine a „noilor forme de relief" create de om: Canalul Corint (fig. 174), Canalul Suez (161 km lungime, 80-135 m lăţime, 12 m adâncime), Canalul Panama (81, 6 km lungime, 35-90 m lăţime şi 12,5 m adâncime), Marele Canal, lung de 1 700 km, orientat nord-sud, care leagă principalele fluvii ale Chinei.

Canalul Dunăre-Marea Neagră traversează Dobrogea, scurtând drumul navelor spre mare cu cca 400 km. Pentru realizarea lui au fost excavaţi zeci de milioane m^3 de rocă, au fost construite două ecluze, el fiind astăzi ca cea mai importantă „arteră hidrografică" a Dobrogei are şi rolul de a uşura irigarea unor întinse suprafeţe de teren.

Unele dintre cele mai spectaculoase transformări ale reliefului de către om se întâlnesc pe ţărmurile mărilor şi oceanelor. În lupta pentru câştigarea de noi suprafeţe de uscat, omul a împins mereu linia ţărmului către larg. Sunt cunoscute în acest sens eforturile olandezilor de câştigare a noi terenuri din mare prin îndiguire a unor porţiuni din platforma litorală şi realizarea ***polderelor***. Acţiunea, începută în secolul al XIII-lea, se materializează astăzi prin cei peste 2 500 km diguri şi recuperarea de sub apele mării a peste 7 300 kmp. În perspectivă se are în vedere extinderea uscatului în detrimentul mării prin unirea Insulelor Frisice de Vest între ele şi transformarea în poldere a întregii zone (Watten Meer) dintre acestea şi continent.

Acţiuni de acelaşi tip sunt cunoscute şi în Anglia, în Germania, pe ţărmurile Mării Nordului, în Delta Vistulei ca şi în delta fluviului Iangtzî din China.

Foarte interesante sunt insulele plutitoare Uros din Lacul Titicaca, „confecţionate" din trestia tortora, care este tăiată şi stivuită pe o grosime de 2 m şi pe care localnicii şi-au construit locuinţele şi gospodăriile. Ele sunt „ancorate" cu un par, iar rolul lor a fost de a „ajuta" tribului Uros în lupta cu triburile agresive.

O combinaţie asemănătoare este şi oraşul Ganvie din Benin (fig. 175), construit într-o lagună.

Amenajarea marilor porturi a produs însemnate, modificări în aspectul ţărmurilor, prin lucrări de dragare, construire de diguri, bazine, cheiuri. Pentru a ne face o idee asupra ceea ce înseamnă astăzi un port mare, dăm exemplul Hamburgului, care înseamnă 100 km^2 de apă, 300 km de cheiuri pentru acostare, 60 de bazine, 320 de docuri etc.

Prin lucrările agricole, omul a produs modificarea aspectului reliefului în multe zone de pe glob. Aratul în lungul pantei a facilitat erodarea solului de către apa provenită din precipitaţii, ceea ce a grăbit procesul de nivelare a reliefului. Dar s-au creat o serie de forme noi, cum sunt terasele artificiale, care dau nota caracteristică unor regiuni din China, Filipine, Djawa, America de Sud şi din zona mediteraneană. În tendinţa de obţinere a noi terenuri pentru agricultură au fost desecate mlaştini, drenate regiunile cu exces de umiditate sau irigate cele unde necesarul de apă nu putea fi acoperit din precipitaţii.

4.12. CRATERE DE IMPACT METEORIC

Corpuri de materie cosmică captate de gravitaţie din Sistemul Solar ajung în atmosfera terestră, iar unele dintre acestea pot intercepta suprafaţa Pământului creând mici "cratere", care constituie geosituri cu importanţă ştiinţifică, didactică, turistică.

Este şi cazul craterului de impact meteoritic *Meteor Mine*, Arizona, SUA (fig. 176), care are un diametru de 1,2 km şi 180 m adâncime. Fundul craterului a sigurat pregatirea si testarea vehiculelor lunare pentru misiunile Apollo. Se presupune ca masa meteoritului a fost de cca. 300 000 t, compoziţia predominantă fiind nichel şi fier, diametrul de peste 40 km, resturile sale fiind împrăştiate pe o suprafaţă de peste 30 km², descris de Cloos, 1969 : *"... locul unde America a iesit pentru o dată din autarhia sa pentru a lua contact cu universul şi a primi un surplus de substanţă! Este Cosmodromul Statelor Unite pentru circulaţia interplanetară"*.

Asemănător este şi craterul Gosse Bluff din Australia.

Forme de relief antropic (fig. 171-175)



Figura 171. Insula Palmier (Dubai)



Figura 172. Cariera Roşia Poieni (Munţii Apuseni)



Figura 173. Barajul Vidraru de pe râul Argeş



Figura 174. Canalul Corint (Grecia)



Figura 175. Oraşul lacustru Ganvie (Benin)



Figura 176. Craterul de impact meteoritic (parţial), Arizona, SUA (foto C. Morar)

5. GEOPEISAJE

„Ce înseamnă frumuseţea unui peisaj? Nu este oare intuiţia subconştientă a ordinii intime a Pământului, a repetiţiilor ritmice, a armoniei suprafeţelor şi liniilor sale, a echilibrului subtil al componentelor sale, simţite de o fiinţă, care ea însăşi este copilul aceleaşi naturi şi supusă deci interior aceloraşi legi pe care le întâlneşti şi în afară? Bucuria de a privi natura nu provine ea oare din acordul fundamental care există între muzica sufletului nostru şi muzica Pământului?" (*H. Cloos*, 1969)

Preocuparea iniţială a geografilor a fost peisajul definit diferit în funcţie de percepţia autorului, de stadiul cunoaşterii ştiinţifice şi de alţi factori. Toate definiţiile recente date peisajului subliniază faptul că el este o porţiune de la suprafaţa scoarţei terestre ale cărei carateristici (fizionomice, funcţionale şi structurale) sunt rezultatul interacţiunii spaţio-temporale a elementelor naturale şi antropice. Astfel, *Schmithüsen J.* (1976) defineşte peisajul ca fiind *„rezultatul unei dinamici sinergetice a mai multor agenţi naturali şi umani"*, iar *Panizza M.*(1988) consideră că peisajul este *„expresia geodinamică integrată a mai multor componente naturale şi antropice"*.

Convenţia Europeană a Peisajului semnată la Florenţa în 20 octombrie 2000 arată că *„peisajul desemnează o parte determinată din teritoriu, aşa cum este percepută de populaţie şi ale cărei caracteristici derivă din acţiunea factorilor naturali şi/sau umani şi din interacţiunea lor"*.

Teritoriul este înţeles ca o porţiune a suprafeţei terestre determinată de limite care pot fi de tip orografic, altimetric, geomorfologic, geologic etc. El poate fi stabilit arbitrar sau ocazional în funcţie de tipul de analiză şi de operare şi pentru care are semnificaţie (*Panizza M.*, 1988).

Ielenicz M., (2000), arată că principalele caracteristici ale peisajului sunt: *unicitatea, omogenitatea, dinamica* şi *fizionomia*. Fizionomia este considerată ca fiind caracteristica principală prin care se exprimă un peisaj.

Petrea D.,(2005), subliniază trei aspecte specifice peisajelor:

-posibilitatea nelimitată de combinare dintre diferitele elemente naturale pe de o parte şi dintre acestea şi om;

-întotdeauna în „matricea cauzală a peisajului" se disting *factori coordonatori*, care au un rol decisiv în fizionomia şi structura peisajului;

-trăsăturile fizionomice –impuse de factorii coordonatori– definesc de cele mai multe ori criteriile de clasificare tipologică a peisajelor, inclusiv atribuirea de numiri.

Dincă I. (2005) spune că peisajul este *„un produs al unui teritoriu limitat pe care se dispun obiectele vii, nevii şi omul, omul căpătând suplimentar funcţie superioară de observator, pentru a putea analiza, cerceta, compara, cuantifica, a recunoaşte atractivitatea sau nespectaculozitatea acelui spaţiu de rang peisajer."*

Se deduce din aceste definiţii că peisajul este pretutindeni pe suprafaţa Pământului îmbrăcând aspecte diferite în funcţie de agenţii şi procesele dominante într-un anumit spaţiu şi timp sau datorită faptului că într-un anumit loc aspectul său este dat de un anume agent sau anumite procese morfogenetice.

În oricare situaţie, peisajul are o evoluţie dinamică. Acest dinamism al peisajului se datoreşte faptului că el nu este o simplă alăturare a diferitelor elemente naturale şi antropice ci este rezultatul „colaborării" acestora. De aceea, peisajele sunt foarte diversificate în spaţiu şi foarte schimbabile în timp.

„Peisajul este pretutindeni fiind semnul unui sistem de forţe care-l produce, totodată fiind obiect în sine, loc al transformării şi compunerii obiectelor" (Wieber, citat de *Dincă I*, 2005).

În cadrul oricărui peisaj, relieful are un rol important, deoarece el este suportul celorlalte componente ale acestuia. Despre cât de important este rolul reliefului în definirea unui peisaj accentele sunt diferite. *Stuber A.* (1997) spune că geologia şi geomorfologia sunt *„două chei importante pentru înţelegerea peisajului."*

Alţi cercetători ai peisajului consideră că relieful şi vegetaţia sunt elemente determinante ale unui peisaj. *Dincă I.* (2005) este de acord cu această opinie, însă precizează că *„relieful, indiferent de tipul de peisaj, se constituie ca bază, ca suport morfologic pentru alte componente de natură fizică şi/sau antropică, vegetaţia fiind expresia relaţiei reliefului cu celelalte componente ale mediului."*

Iar *P. Birot* (1968) spunea că *„analiza elementară a unui peisaj permite să se distingă scheletul reliefului şi o cuvertură de fiinţe vii"*. Toniolo merge mai departe considerând că *„doar elementele morfologice contează, fiind singurele care pot fi citite pe o hartă, restul fiind consemnat la capitolul „elemente sensibile care pot fi îmbrăţişate cu privirea"*.

Sunt locuri pe glob unde doar relieful prin forme, agenţi şi procese morfogenetice are rol principal, chiar exclusivist în peisaj, celelalte elemente naturale sau/şi antropice sunt slab reprezentate sau chiar lipsesc (peisajul de deşert, peisajul munţilor înalţi, peisajul calotelor glaciare ş.a.). Acestea sunt *peisaje geomorfologice sau geopeisaje.*

În ceea ce priveşte numirea peisajelor, *Dincă I.* (2005) arată că sunt trei maniere de a o face:

-ataşarea peisajului de interes a unui nume provenind de la un substantiv propriu cu tendinţa de a prinde în titulatura lor şi o denumire regională (ex. Groapa Ruginoasa);

-în funcţie de atributele peisajului numele acestuia poate conţine un singur cuvânt (peisaj de mlaştină);

-marcarea exactităţii emblematicii şi a identităţii unor procese majore.

Conform acestei maniere de nominalizare considerăm că primul mod de denumire se aplică foarte bine siturilor geomorfologice (ex. Râpa Roşie Măgura Uroiului, Romania, Piatra Bismantova, Italia ş.a.), iar pe cel de al treilea îl vom aplica în numirea peisajelor geomorfologice.

În concepţia exprimată mai sus am deosebit geopeisajele ca *„expresie sintetică a unui număr de peisaje din aceeaşi familie”* (*Ielenicz M*, 2000) care au comun geneza, structura şi fizionomia. În cadrul geopeisajelor factorul coordonator este relieful, rezultat în urma interacţiunii dintre procesele morfogenetice interne şi cele externe. Chiar dacă subsidiar, aspectul peisajului este completat şi de alţi factori (vegetaţie, apă, om) nota caracteristică îi aparţine.

Reynard E. (2003) într-o lucrare referitoare la o regiune din Elveţia (Sanetsch) arată că relieful este modelat de patru grupe de procese: glaciare, periglaciare, carstice şi fluviatile. Având în vedere formele de relief rezultate autorul propune trei tipuri mari de peisaje geomorfologice: peisaje carstice, peisaje glaciare, peisaje periglaciare.

Întrucât procesele morfogenetice sunt influenţate de alţi factori geocomponenţi (climă, ape, vegetaţie), a căror exprimare poate fi zonală (latitudinal), etajată (altitudinal) sau local (tipuri de rocă) deosebim:

- ***geopeisaje zonale:***
  - -suprapuse anumitor domenii climatice:
  - *-peisajul calotelor glaciare*
  - *-peisajul deşertic*
- ***geopeisage azonale*** impuse de:
  - -orografie: *peisajul munţilor înalţi*
  - -de rocă: *peisajul carstic*
  - -peisajul datorat contactului mării cu uscatul: *peisajul zonelor litorale.*

5.1. GEOPEISAJUL REGIUNILOR RECI

Peisajul geomorfologic al regiunilor reci comportă o nuanţare în ceea ce priveşte procesele morfogenetice actuale (glaciare şi periglaciare) precum şi a formelor de relief „moştenite" de la calota glaciară cuaternară.

5.1.1. Geopeisajul calotelor glaciare actuale

Peisajul geomorfologic al calotelor glaciare numit şi „deşertul rece" se caracterizează prin monotonie, format dintr-o enormă masă de gheaţă deasupra căreia se ridică numai nunatakurile. În rest, linişte, imensitate, încremenire în gheaţă.

Cea mai mare acumulare de gheaţă de pe glob este *Calota Glaciară Antarctică*, care are o suprafaţă de 13.400.000 km². Antarctida este singurul continent actual acoperit aproape în întregime de gheaţă, rămânând în afara „mantalei" albe doar 550000 km², ceea ce reprezintă 4% din suprafaţa sa. Antarctida este continentul propriu zis, fără insulele din jur, iar Antarctica desemnează un areal mult mai larg cuprinzând continentul şi insulele din jur. Altitudinea medie a continentului este de 2500 m, din care 550-600 m reprezintă grosimea medie a stratului de gheaţă. Cea mai mare grosime a gheţii se înregistrează în Ţara Marie Byrd (4250 m; fig. 177), unde substratul geologic se găseşte la 2500 m sub nivelul mării. Din calota glaciară propriu-zisă se desprind mari gheţari plutitori de şelf, care ocupă o suprafaţă de 930 910 km². Cel mai cunoscut este gheţarul Ross, cu o suprafaţă de 52 000 km².

Relieful subglaciar este foarte accidentat (munţi, unii chiar vulcanici, ca Erebus, 4023 m, dealuri litorale, insule stâncoase). Cele mai mari înălţimi (peste 5 000 m) se ridică deasupra stratului de gheaţă sub formă de *nunatak*-uri, alcătuite din granite şi din roci metamorfice. Printre vârfurile cele mai înalte amintim: Winstone (5140 m), Markham (4350 m), Kirkpatrik (4450 m). La poalele nunatak-urilor sunt întinse pânze de grohotiş, rezultat al unei intense acţiuni de gelivaţie.

Spre Oceanul Pacific se află o înşiruire de munţi vulcanici (Rockefeller, Kohler ş.a.), iar în Insulele Ross se găseşte singurul vulcan activ din Antarctica – Erebus (3743 m).

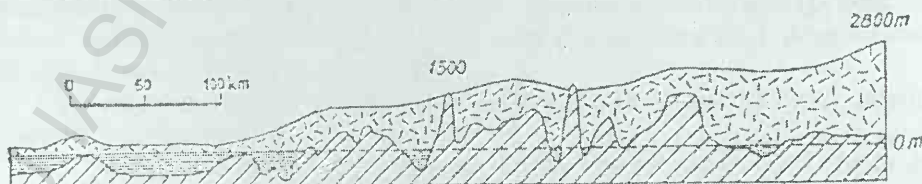


Figura 177. Secţiune schematică prin Ţara Reginei Maud, punând în evidenţă grosiunea saltelei de gheaţă şi relieful subglaciar (*după A. Strahler, 1973*)

Gheaţa şi zăpada care acoperă relieful maschează neuniformităţile acestuia, dând continentului alb un aspect neted, slab vălurit. Calota glaciară antarctică are un aspect uşor bombat şi asimetric, partea centrală fiind situată în apropierea Polului Sud, de unde gheaţa coboară spre mările şi oceanele limitrofe. Deplasarea gheţii este redusă, doar în zonele litorale ajunge la 300 – 400 m pe an. Bilanţul actual al acestei calote glaciare este negativ din cauza precipitaţiilor reduse care cad şi a pierderilor sub forma unor banchize enorme ce trec în ocean.

Gheaţa ce acoperă astăzi Antarctica se prezintă sub diferite forme:

- *de calote sau cupole* (peste 80% din suprafaţă) cum sunt calota glaciară de Est (9,9 mil. km²), calota glaciară de Vest (1,8 mil. km²) şi calota glaciară din Peninsula Antarctică (0,3 mil. km²);
- *gheţari de scurgere* (sub formă de limbă) formaţi în regiunile montane (Lambert, 500 km lungime; Demnen de 200 km lungime ş.a.);
- *gheţari de şelf* (mari platforme de gheaţă care plutesc pe apă în prelungirea calotelor glaciare): Ross (547 000 km²), Ronne-Filchner (535 000 km²), Shackleton (39 000 km²), Amery (46 000 km²) ş.a.;
- *aisbergurile* (blocuri enorme de gheaţă rupte din gheţarii amintiţi mai sus) cu dimensiuni şi forme variate.

În zonele litorale există un adevărat „relief în gheaţă”, reprezentat prin crevase, goluri, grote, canioane în gheaţă săpate de apă, cursuri de apă inaglaciare (în interiorul masei de gheaţă). În regiunile înalte, neacoperite de gheaţă, este o glaciaţiune montană cu toate formele şi procesele specifice ei.

Ţărmurile Antarctidei sunt crestate de fiorduri, parţial acoperite de calota glaciară.

Caracteristice numai calotei glaciare antarctice sunt însă *„oazele glaciare”* (fig. 181, 182), depresiuni neacoperite de gheaţă, care vara au un climat ceva mai blând decât regiunile înconjurătoare. În unele dintre aceste văi uscate –cum mai sunt denumite oazele– se află mici şi ciudate lacuri sărate acoperite de un strat gros de gheaţă. *Gh. Neamu* (1979) descrie *„oaza Bunger, care se află în partea de răsărit a Ţării Reginei Mary ... este o întindere fără gheaţă a uscatului continental”* a cărei suprafaţă este de aproximativ 750 km². *„Suprafaţa oazei este foarte accidentată. Este de fapt un ţinut cu dealuri mari cu o puzderie de piscuri de piatră înălţate până la 200 m, formate din roci dure ... Interesul cel mai mare ni l-au stârnit, fireşte, lacurile aflate între piscuri. În zilele în care am lucrat acolo temperatura apei în lacurile mari era superioară lui 0°C, oscilând între 1,5°C şi 3,5°C, iar în cele mici temperatura oscila între 5° şi 11°C “.*

Formarea oazelor se datoreşte, în principal, vântului care înlătură zăpada, soarele completând numai peisajul la întâlnirea razelor sale cu roca mai închisă la culoare în comparaţie cu zăpada şi, deci, cu proprietăţi de a reţine căldura şi de a o ceda mai încet mediului înconjurător (*Neamu Gh.*, 1979).

Astăzi se apreciază că gheaţa calotei antarctice care reprezintă 85% din rezerva de gheaţă a Pământului s-a format în timpul glaciaţiunii cuaternare, iar topirea ei ar provoca ridicarea nivelului oceanului planetar cu cca 15 m.

Anul geofizic internaţional 1957-1958 a pus bazele cercetării ştiinţifice amănunţite a Antarcticii. De atunci au fost instalate aici peste 32 staţiuni de cercetare aparţinând mai multor state, între care şi România.

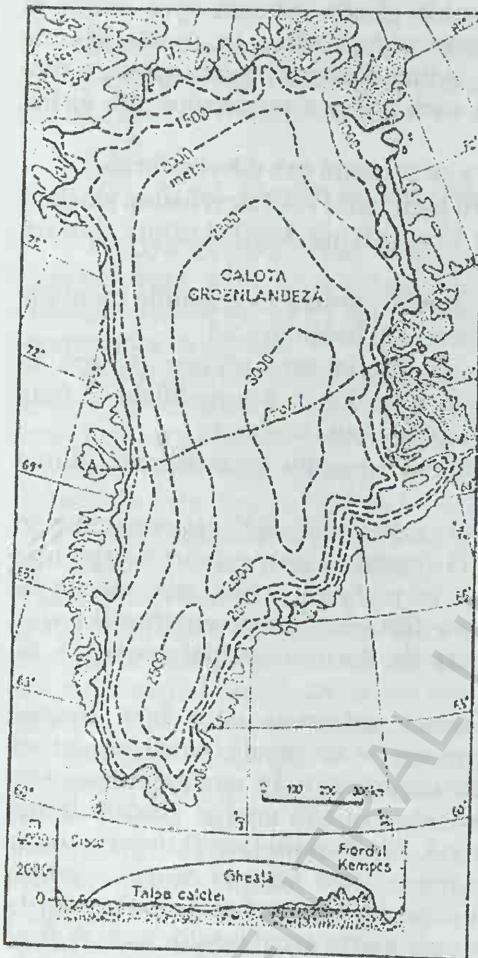


Figura 178. Calota glaciară actuală din Groenlanda (după A. Strahler,1973)

În emisfera nordică, cea mai mare acumulare de gheaţă se află în *Groenlanda* (fig. 178) *şi* ea ocupă 1726 000 km², ceea ce reprezintă 3/4 din suprafaţa acestei insule, rămânând dimensiuni variate, cursuri de apă inaglaciare şi supraglaciare, care crează adevărate canioane în gheaţă. Relieful subglaciar are aspectul unei cuvete largi, înconjurată de munţi, ale căror piscuri, situate la 3000-3700 m, răsar deasupra masei de gheaţă sub formă de nunatak-uri (fig. 180). În zonele litorale sunt sculptate fiorduri adânci şi prelungi, aşa cum este de exemplu, Jakobshauer.

În locurile unde gheţarul se termină la mare, din masa de gheaţă se desprind blocuri uriaşe de gheaţă (aisberguri) care plutesc în derivă în apele Oceanului Atlantic „duse" de Curentul Labradorului. Ele sunt un real şi mare pericol pentru navigaţia marină în partea nord-vestică a Oceanului Atlantic.

În *Arhipelagul Spitzbergen* (*Svalbard*) se găseşte o calotă glaciară de dimensiuni reduse (58 000 km²) care acoperă cca 90% din suprafaţa acestuia. Tipurile de gheţari sunt variate: gheţari de vale, gheţari de platou, calote glaciare.

Relieful celei mai mari insule –Svalbard de Vest– este muntos (1717 m), gheţarii de vale fiind frecvenţi. Gheţarii, care ocupă mai ales depresiunile intramontane şi văile, se unesc, apoi, la periferie formând o calotă glaciară. Se întâlnesc şi aici cursuri de apă inaglaciare şi subglaciare, iar crevasele sunt umplute cu morene, care după topirea gheţii rămân ca nişte pereţi verticali.

În ***Islanda*** peisajul geomorfologic este deosebit şi variat, urmare a conlucrării a doi agenţi antagonici: vulcanii şi gheţarii. În Islanda, gheţarii continentali nu sunt reprezentaţi printr-o masă de gheaţă continuă, ci printr-o serie de gheţari mărunţi şi răsfiraţi care însumează 13500 km², ceea ce

înseamnă 1/8 din suprafaţa insulei. Limita zăpezilor persistente, destul de ridicată pe versanţii sudici (900 m) face ca mobilitatea gheţarilor islandezi să fie mare. Gheţarii sunt grupaţi în 5 mici calote, dintre care cea mai mare este Vatna Jökul (8540 km²). Deoarece mulţi gheţari sunt cantonaţi în regiuni cu vulcani, erupţiile acestora provoacă o intensă topire a gheţii, urmată de formarea unor torenţi şi a unor lacuri ianaglaciare drenate de cursuri subglaciare şi inaglaciare.

Gheţari de calotă de dimensiuni reduse se mai întâlnesc şi în insulele Franz Iosef, Novaia Zemlia, Arhipelagul Canadian, Peninsula Labrador ş.a.

În deplasarea lor lentă, dar sub mare presiune, gheţarii de calotă modelează, cu ajutorul materialului târât, rocile din subasment, lăsând o serie de striaţii orientate în sensul mişcării gheţii. În rocile mai puţin rezistente ei au săpat chiar şanţuri adânci, aşa cum se pot vedea astăzi pe Insula Kelly din apropierea malului sudic al Lacului Erie. Pe substratul rezistent la eroziune gheţarii de calotă au modelat forme circulare sau ovale, uşor bombate şi asimetrice, lustruite, cunoscute sub *spinări de berbec* (roches moutonées).

5.1.2. Geopeisajul regiunilor aflate sub calota de gheaţă în Pleistocen

Retragerea marilor calote glaciare din pleistocen a lăsat câmpii şi platouri larg ondulate deasupra cărora se ridică, sub forma unor martori de eroziune, fostele nunantak-uri din timpul glaciaţiunii. Întâlnim astăzi, mai cu seamă în Peninsula Scandinavă, asemenea podişuri netede de origine glaciară, numite *fjelduri* sau *kjölen,* termeni intraţi în literatura de specialitate. Aşa sunt, de exemplu, fjeldurile: Sange, Hardanger, Jostedal, Dovre.

Pitorescul ţărmurilor afectate de glaciaţiunea pleistocenă este întregit, fără îndoială, de *fiorduri* (fig. 139), lungi ulucuri cu aspect de golfuri sau de estuare care se deschid spre mare. Ele sunt rezultatul eroziunii gheţarilor care s-au suprapus peste vechi văi fluviatile, pe care le-au adâncit datorită posibilităţii lor de a eroda şi sub nivelul mării. La definirea aspectului fiordurilor au contribuit însă şi mişcările tectonice, precum şi cele eustatice legate de schimbările climatice. Râurile care se varsă în fiorduri formează cascade ca urmare a faptului că văile lor se află suspendate din cauza ritmului diferit de adâncire dintre gheţarul principal şi cei secundari. În faţa fiordurilor, în mare, se găsesc numeroase insule formate din morenele frontale ale gheţarilor.

Litoralul norvegian, cu fiorduri şi insule, reprezintă unul din cele mai pitoreşti locuri din Europa. Există aici numeroase golfuri adânci şi înguste, cu pereţi abrupţi, râuri ce cad în cascade, câmpii litorale adăpostite, cu climă blândă, cu păşuni şi culturi agricole, dominate la partea superioară de gheţarii de pe înălţimile munţilor.

Ţărmurile Groenlandei sunt crestate, de asemenea, de fiorduri adânci şi sunt însoţite de un roi de insule.

Fiorduri adânci, însoţite de numeroase insule, sunt întâlnite şi în America de Sud, începând de la strîmtoarea Juan de Fuca, precum şi în Noua Zeelandă.

După topirea calotelor glaciare pleistocene au rămas o serie de câmpii uşor vălurite, acoperite cu depozitele morenei de fund, care se păstrează sub forma unor mici dealuri sau coline. Uneori, depozitele glaciare au formă de movile înalte de 5-40 m şi lungi de până la 2 km, orientate în sensul deplasării gheţarului. Ele sunt dispuse în grupuri de sute sau chiar de mii, asemănându-se într-un fel cu dunele de nisip. Acestea sunt *drumlin*-urile (fig. 179) şi ele au luat naştere prin acumularea morenei de fund în spatele unor proeminenţe mai rezistente ale reliefului subglaciar.

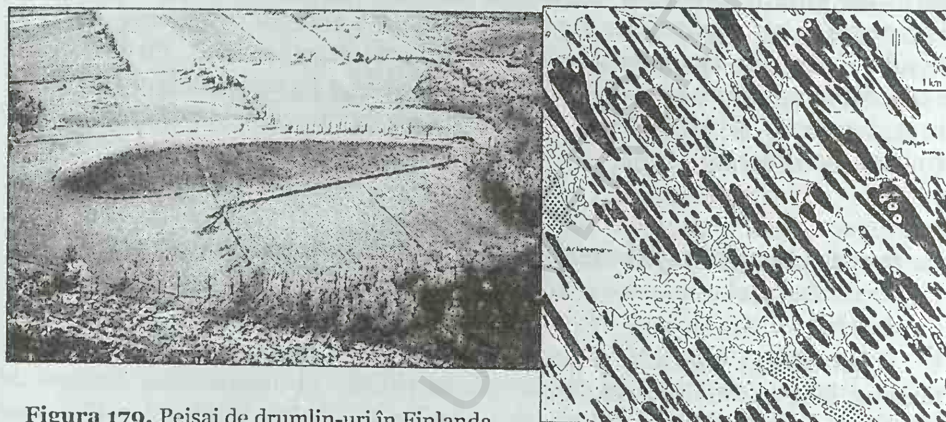


Figura 179. Peisaj de drumlin-uri în Finlanda
(stânga după *www.oz.plymouth.edu/.../Earth_Science;* dreapta după Yvette,Veyret, B. Valdas,1998).

Spre deosebire de drumlin-uri, *oesar*-urile sau eskers-urile au aspectul unor cordoane prelungi şi sinuoase, asemănîndu-se cu rambleul căilor ferate. Au înălţimi de 10 până la 50 m, iar lungimea lor este de ordinul kilometrilor.

Alte movile *(kames)* sunt formate din materialul depus pe fundul unor lacuri care au existat la suprafaţa fostului gheţar. Morena frontală sau terminală a rămas, după retragerea calotelor glaciare, sub forma unui brâu de coline, care marchează limita extensiunii masei de gheaţă. În Finlanda, aceste coline înalte de 60-80 m şi lungi de sute de kilometri sunt denumite *salpausselka*. Ele sunt dispuse pe două aliniamente, separate de depresiuni prelungi, unele preluate în parte de cursuri de apă, denumite de polonezi *pradolina*.

Din gheţarii de calotă s-au alimentat numeroase râuri care au format conuri de dejecţie în faţa morenei frontale. Prin unire, aceste conuri au dat naştere *câmpiilor fluvio-glaciare* sau *sandrelor,* alcătuite din depozite glaciare remaniate.

Un interes deosebit prezintă marile blocuri de rocă singuratice aflate în câmpiile fluvio-glaciare care nu au nici o legătură cu substratul geologic pe care se găsesc. Ele au fost transportate de către gheţar din alte regiuni şi au rămas pe loc după topirea acestuia. Forma şi dimensiunile acestor *blocuri*

eratice (fig. 137) sunt foarte variate, volumul lor ajungând până la câteva mii sau chiar zeci de mii de metri cubi.

Una dintre regiunile în care relieful creat de calota glaciară pleistocenă se păstrează foarte bine este Podişul Karelo-Finic, unde se întâlnesc blocuri eratice, zgârieturi, spinări de berbec, iar aspectul general ondulat al acestuia este conferit de drumlin-urile şi oesar-urile ce au forma unor valuri lungi de zeci de kilometri, între care apar numeroase lacuri şi mlaştini. Câmpia Germano-Poloneză, de origine de fluvio-glaciară, este larg vălurită, acoperită în parte cu loess. Reţeaua hidrografică (Bug, Vistula, Warta, Oder, Elba) urmăreşte în general pradolinele. Fâşia sa nordică, Colinele Baltice, reprezintă ultimul val morenic, format în timpul glaciaţiunii Würm, pe care Oder şi Vistula îl străbat prin văi adânci, adevărate defilee.

În America de Nord se înşiră valuri de morene terminale şi pradoline de la Ohio până în cursul superior al lui Missouri, iar în Asia Câmpia Siberiei Centrale este presărată de numeroase „dealuri" morenaice.

Astăzi, se acordă o importanţă deosebită studiului gheţarilor, în care scop există numeroase staţiuni de cercetare. În enorma masă de gheaţă se întrevede posibilitatea alimentării cu apă a unor regiuni deficitare, cum sunt deşerturile. S-au ţinut conferinţe şi s-au făcut calcule privind dimensiunile optime şi modul de transport al unor aisberguri enorme din regiunea calotelor glaciare spre cele cu deficit de apă.

5.1.3. Geopeisajul periglaciar

În spaţial situat între limita inferioară a gheţarilor montani şi de calotă şi limita superioară a pădurii, relieful evoluază sub impactul *proceselor periglaciare*. Acestea sunt asociate, în principal, acţiunii îngheţului în roci şi în solul neacoperit de vegetaţie şi se manifestă atât în cazul versanţilor cât şi al suprafeţelor plane sau slab înclinate, prin gonflare, triaj şi amestecarea particulelor de sol şi de rocă, creînd o serie de criotexturi si criostructuri. Acţiunii gheţii din sol sau din rocă i se adaugă acţiunea zăpezii (avalanşe) şi a gheţii marine, lacustre şi din râuri.

Într-o manieră generală se foloseşte termenul de *crionival* pentru a desemna ansamblul proceselor legate de criogenie (îngheţ-dezgheţ) şi de nivaţie (acţiunea zăpezii).

Peisajul periglaciar se întâlneşte pe suprafeţe extinse în Antarctica, în Siberia (unde şi coboară pâna la latitudinea de 50°), în Canada şi Alaska (până la Lacul Sclavilor şi la Golful Hudson), în Insula Baffin, Groenlanda, Insulele Spitzberg, nordul Asiei Centrale.

În spaţial montan acest tip de peisaj este întâlnit în toate masivele înalte de pe glob, situate deasupra limitei vegetaţiei forestiere (Munţii Stâncoşi, Munţii Anzi, Munţii Himalaia, Munţii Alpi, Munţii Carpaţi, s.a.).

5.1.3.1. Modelarea periglaciară

Modelarea periglaciară se află sub controlul a două variabile: clima şi alcătuirea geologică. În ceea ce priveşte clima, aceasta se caracterizează prin

temperaturi medii anuale sub 0 °C, cu valori foarte scăzute iarna, precipitaţii reduse (sub 200 mm/an sub forma solidă), vânt puternic.

În munţii înalţi temperatura medie trebuie sa aibă valori sub 0°C cel puţin 6-7 luni pe an, îngheţul de iarnă să fie puternic, iar precipitaţiile bogate (peste 1000 mm/an). În munţii de la latitudini mici (tropicale si ecuatoriale) penetraţia îngheţului în sol este puţin adâncă şi are o durată redusă. În schimb, aici sunt frecvente amplitudinile termice diurne mari, precum şi precipitaţiile bogate.

Reacţia substratului geologic la procesele periglaciare este conferită de litologie (coeziunea, masivitatea, heterogenitatea, permeabilitatea rocilor) şi de structură.

5.1.3.2. Gheaţa din sol şi din roci

În condiţiile de climat rece, apa din sol şi din roci are un rol important în desfăşurarea proceselor periglaciare. Astfel, se pot deosebi mai multe tipuri de gheată în substratul geologic şi în sol (*Veyret Y* şi *Valadas B.*, 1998):

-gheaţa de segregaţie, prezentă sub formă de *gheaţă interstiţială* (în pori) şi sub formă de lentile;

-pipkrakes, acicule de gheaţă care ridică mici particule de sol. Ele sunt cristale de gheată care cresc rapid fiind alimentate de apa din sol;

-gheaţa de congelare, pentru formarea căreia trebuie să existe o alimentare continuă cu apă. Ea poate să îmbrace diferite forme: de *vene şi conuri de gheaţă* (prin îngheţarea apei în fisuri şi crăpături), *hidrolacolite,* care pot fi perene *(pingo)* ori temporare *(blister)* şi de *silluri* (forme intrusive);

-gheaţa moartă, mase de gheată (de obicei de origine glaciară), acoperite de materiale provenite de pe versanţi.

În regiunile în care îngheţul durează mai mulţi ani consecutivi se formează *permafrostul* sau *pergelisolul* (prin care se întelege pătura de sol şi de rocă care este permanent îngheţată. Grosimea permafrostului variază de la câţiva metri până la câteva sute de metri (500 m în Siberia). Orizontul superior (care se dezgheaţă în timpul "sezonului cald"), formează stratul activ sau molisolul. Permafrostul poate fi continuu, când el ocupă mai mult de 80 % din spaţiu, poate fi discontinuu (30-80 % din suprafaţă) şi poate fi sporadic, în cazul în care el ocupă mai puţin de 30 % din suprafaţa unei regiuni.

În stratul activ *(molisol),* care nu depăşeşte 3 metri grosime, se derulează procesele periglaciare esenţiale.

În ansamblul celor două straturi -pergelisol şi molisol- primul se comportă ca un strat impermeabil, favorizând deplasarea unor părţi din molisol sub diferite forme (gelifluxiune). De asemenea, în condiţiile unor averse de ploaie, pe suprafeţele înclinate pot avea loc curgeri noroioase. Îngheţul din timpul sezonului rece provoacă dislocarea şi reaşezarea particulelor de sol şi de rocă, rezultând microstructuri şi micromodele (crioturbaţii).

5.1.3.3. Procese periglaciare

Gelifracţia (îngheţ-dezgheţ) sau crioclastia este procesul dominant în peisajul periglaciar. Acţiunea îngheţului este în funcţie de valoarea temperaturii aerului sub 0°C. Sub acest aspect se deosebesc regiuni cu îngheţ diurn şi sezonier, care se face resimţit până la câţiva zeci de centimetri şi regiuni în care îngheţul pătrunde la adâncimi mari, păstrându-se în permanenţă un strat îngheţat (permafrost). Absenţa unui covor vegetal şi fisurarea rocilor favorizează dezagragarea, rezultând atât forme de relief reziduale cu aspect de turnuri, ace, creste, cât şi gelifractele care, prin dispunere, pot forma râuri de pietre, conuri şi trene de grohotiş, câmpuri de pietre.

Crioturbaţia cuprinde procesele care sunt legate de gheaţa din sol. Ea constituie *"ansamblul deranjamentelor şi deplasării materialelor care au loc în sol, în scoarţa de meteorizaţie sau în roci neconsolidate"* (*Rădoane Maria şi colab., 2000*). Autorii citaţi includ aici procesele de elevaţie şi de împingere larterală, datorită cărora fragmente de rocă sunt ridicate în masa de material dezgheţată sau sunt împinse lateral formând structuri specifice. Din aceeaşi categorie fac parte şi creepul şi gelifluxiunile şi nivaţia.

Nivaţia (acţiunea zăpezii) are un caracter dual: pe deoparte ea contribuie in mod direct la degradarea reliefului prin eroziune mecanică (sub forma avalanşelor) şi indirect prin furnizarea apei pentru alte procese (alterare, disoluţie). Pe de altă parte, zăpada protejează solul şi rocile de celelalte procese periglaciare.

Dintre procesele nivale, avalanşele au rolul cel mai important. Pentru formarea lor trebuiesc îndeplinite o serie de condiţii: pante lungi, lipsite de vegetaţie (cu înclinare de peste 25°; cantitate mare de zăpadă acumulată în concavităţile terenului sau la marginea crestelor; lipsa de "coeziune" între straturile de zăpadă cu densităţi diferite; temperatura mai ridicata a solului. Ele pot fi provocate de vânt, seisme, vibraţii artificiale, zgomote.

Se deosebesc două tipuri de *avalanşe*:

-umede, cauzate de creşterea temperaturii aerului, ceea ce face ca zăpada să se topească, sporindu-i greutatea şi "înmoind" substratul;

-uscate, care se produc în condiţiile de ger şi antrenează zăpada proaspăt căzută amestecată cu mult aer.

Viteza avalanşelor umede poate ajunge la 80 km/oră, iar cea a avalanşelor uscate la 200 km/oră.

Impactul avalanşelor asupra substratului este direct, prin antrenarea în mişcare a fragmentelor de rocă şi indirect, prin suflul impresionant cauzat de masa de zăpadă aflată în mişcare.

Acţiunea vântului (eolizaţia). Vântul încărcat cu particule de praf şi cristale de gheaţă exercită o acţiune de coroziune, în timpul căreia apar forme de relief asemănătoare celor din deşerturi (stânci suspendate, pietre făţuite cu două sau mai multe feţe, tafffoni, turnuri şi altele).

Formele eoliene de acumulare (dune) se întâlnesc mai cu seama pe ţărmurile joase, dar dimensiunile lor sunt mult mai reduse decât a acelora

din deşerturi.

Acţiunea apelor curgătoare este limitată atât în timp cât şi în spaţiu, reţeaua hidrografică fiind slab organizată, iar debitul râurilor este legat de regimul precipitaţiilor lichide.

5.1.3.4. Formele de relief periglaciar

În geneza formelor de relief din regiunile periglaciare, pe lângă condiţiile climatice şi rocă, înclinarea terenului joacă un rol important. De aceea, unul dintre criteriile grupării formelor de relief este cel al declivităţii terenului, deosebindu-se forme de versant şi forme specifice suprafeţelor plane.

Formele de relief dezvoltate pe suprafeţele înclinate

Pe versanţii din regiunile reci şi cei ai munţilor înalţi se păstrează forme de relief diverse rezultate în urma proceselor periglaciare. Acestea pot fi forme simple (de placare) sau pot fi complexe (curgeri solifluxionale, grohotişuri). *Veyret Y* şi *Valadas B.* (1998) clasifică versanţii din regiunile periglaciare după procesele predominante: versanţi de gelifracţie, versanţi de gelifluxiune, versanţi de culoare de avalanşă. Este însă foarte greu de a delimita clar aceste tipuri de versanţi, deoarece pe un versant se pot întâlni mai multe procese periglaciare.

Microrelieful criogen este de acumulare şi rezidual. Dintre formele de acumulare cele mai frecvent întâlnite sunt:

- *câmpurile sau mările de pietre*, mari acumulări de fragmente colţuroase rezultate în urma procesului de dezagregare şi rămase pe loc sau foarte puţin deplasate;
- *grohotişurile* sunt mase de pietre colţuroase acumulate la baza versantului. Mărimea şi forma blocurilor care alcătuiesc grohotişurile depind de comportamentul rocii la îngheţ-dezgheţ;
- *râurile de pietre* sunt formate din sfărâmături de rocă care se „scurg" pe micile făgaşe de pe versanţii cu înclinări mari. Acestea se înrămurează spre obârşie, iar la baza versanţilor pot forma conuri de depunere. Când asemenea râuri de pietre sunt numeroase pe un versant ele dau aspectul unor *panglici de gelifracţie;*
- *grézes-litées-urile* sunt depuneri ordonate de materiale rostogolite la baza versanţilor puţin înclinaţi. În cadrul lor elementele de diferite dimensiuni sunt dispuse stratificat, reflectând oscilaţiile sezoniere ale proceselor de gelifracţie;
- *relieful criogen rezidual* este frecvent întâlnit în zona alpină, pe versanţii abrupţi şi este reprezentat prin creste, custuri, turnuri, ace, colţi, strungi şa.

Formele periglaciare nivale:

- *microdepresiunile nivale (scochine)* au forma unor şanţuri cu lungimi de mai multe sute de metri şi adâncimi care ajung până la 4-5 m. Niculescu (1965) deosebeşte două tipuri de scochine: de culme şi de versanţi;
- *nişele de nivaţie* sunt microforme negative rezultate prin eroziunea şi tasarea exercitată de zăpadă asupra rocilor compacte sau a depozitelor

eluviale şi deluviale. *Gh. Niculescu* (1965) deosebeşte două tipuri de nişe de nivaţie: semicirculare (izolate, bine conturate la obârşia torenilor) şi nişe liniare;

• *culoarele de avalanşe* sunt rezultatul avalanşelor repetate pe acelaşi traseu. Se recunosc după microrelieful lor haotic, iar în zona forestieră prin distrugerea pădurii;

• *potcoavele nivale* sunt acumulări de gelifracte dispuse în faţa microdepresiunilor nivale. Au un aspect arcuit cu convexitatea orientată spre baza versantului iar lungimea lor poate ajunge la câţiva zeci de metri.

***Alte microforme periglaciare de versant sunt*:**

• *terasele de solifluxiune*, au forma unor trepte mici cu lăţimi de 0,5-2m şi lungimi de mai mulţi zeci de metri. Se întâlnesc pe pantele cu înclinări reduse (5-15°), sunt paralele, iar podul lor este acoperit cu pietre;

• *treptele de altiplanaţie* sunt o succesiune de suprafeţe slab înclinate (poduri) şi pante accentuate (20-50°) numite frunţi sau taluzuri;

• *blocurile glisante* sunt mari fragmente de piatră care se deplasează încet pe pante în perioadele cu exces de umiditate. În faţa blocului de piatră se formează un mic val de sol cu aspect de U, iar în spatele său o microdepresiune.

Formele de relief dezvoltate pe suprafețele plane

Sunt rezultatul proceselor legate de gheaţa din sol (pik-crak), crio-expulzarea şi trierea materialelor, crioreptaţia, solifluxiunea.

Solurile poligonale au aspectul unor pentagoane ale căror margini sunt umplute cu materiale grosiere. Forma şi dimensiunile lor depind de variaţiile termice, pantă, vegetaţie, eterogenitatea materialelor. Se apreciază că la formarea lor participă mai multe procese: pip-crake, gonflare, curenţi de convecţie. Când poligoanele de pietre ating dimensiuni mari ele poartă denumirea de macropoligoane. Asemenea forme de relief se întâlnesc în Spitzberg, Groenlanda, Siberia, unde pergelisolul se află la mică adâncime.

• *cercurile de pietre* au aspectul unor inele cu diametrul de câţiva metri formate din materiale grosiere care circumscriu un spaţiu alcătuit din materiale fine;

• *solurile striate* sunt o succesiune de benzi închise şi deschise la culoare dispuse în lungul versanţilor cu pante mai mari de 8°;

• *câmpurile de noroi* sunt o alternanţă de mici suprafeţe circulare sau ovale de noroi cu suprafeţe ocupate de vegetaţie;

• *pavajul nival* se formează prin dispunerea gelifractelor cu aspect de lespezi cu una din feţe pe sol, în tendinţa de a egaliza tensiunilor care apar în timpul afundării lor;

• *movilele înierbate (muşuroaie înierbate)* sunt mici ridicături cu contur circular sau oval, cu diametrul de până la un metru şi cu înălţimi de câţiva zeci de cm. Sunt alcătuite din pături concentrice de pământ şi material grăunţos fin sau grosier;

• *hidrolacoliţii sau pingo* sunt movile cu dimensiuni mari depăşind uneori 20 m înălţime şi 50 m în diametru. Sunt formaţi din gheaţă la partea

superioară a căreia se găseşte un strat de turbă. Prin degradare partea superioară se poate prăbuşi rezultând un mic pseudocrater. Formarea lor este legată de existenţa unor lacuri puţin adânci, situate pe depozite friabile. Apa infiltrată în stratele de pe fundul lacului, prin îngheţare, formează un mamelon care transformă lacul într-un inel. Treptat, apa lacului este absorbită de pingo, iar lacul dispare;

• *allasurile* sunt depresiuni rezultate în urma topirii stratului de gheaţă minerală din sol, a căror mărime variază de la câţiva metri la câţiva km.

Văile periglaciare sunt largi, puţin adânci şi au o pantă longitudinală foarte redusă. Lăţimea mare a luncilor se explică prin eroziunea liniară a râurilor foarte redusă datorită solului îngheţat.

Peisajul calotei glaciare Antarctica (foto Neamu Ghe.)



Figura 181. *„Oază"*

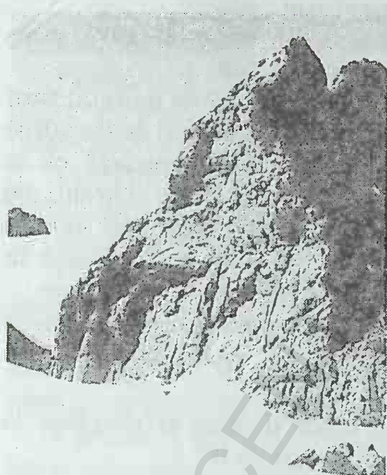


Figura. 180. *Nunatak*

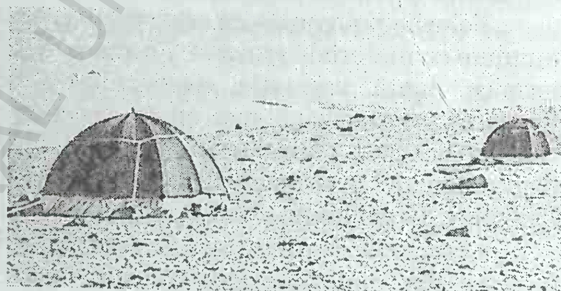


Figura 182. Peisaj din Antarctica



Figura 183. Peisaj din Antarctica

5.2. GEOPEISAJUL DEŞERTURILOR

"Deşertul este un tărâm
de o frumuseţe fără rost şi de neînlocuit"
(A. Camus)

5.2.1. Caracterizarea şi extensiunea deşerturilor pe Glob

Termenul latin *arid* înseamnă uscat, dar el defineşte astăzi acele zone de pe suprafaţa Pământului în care cantitatea de apă evaporată este mai mare decât cea primită sub formă de precipitaţii.

Există, însă, o întreagă gradaţie a trăsăturilor specifice acestor regiuni, ceea ce permite o împărţire a lor în *zone extrem de aride, zone aride şi zone semiaride*. Cauzele aridităţii sunt diferite: repartiţia presiunii aerului în zonele tropicale (Sahara, Australia), poziţia orografică de adăpost (S.U.A.), curenţii reci upwellings (deşerturile chiliano-peruane), poziţia în interiorul continentelor (Asia Centrală).

Conform unei hărţi elaborate în 1977 de Organizaţia Mondială a Alimentaţiei (F.A.O.), zonele extrem de aride sau deşerturile absolute se caracterizează prin aceea că precipitaţiile căzute în decurs de un an nu acoperă nici 3% din cantitatea de apă ce s-ar putea evapora în aceste condiţii. Astfel de zone ocupă 500 milioane de hectare, ceea ce reprezintă 5,5% din suprafaţa uscatului terestru. Asemenea deşerturi se află atât în interiorul continentelor, cum este cazul Deşertului Mohave (S.U.A.), cu vestita Vale a Morţii, situată la 85 m sub nivelul mării şi cu temperaturi ridicate (56°C). Asemănător este şi Deşertul Atacama, situat pe litoralul Americii de Sud, între lanţurile de coastă şi Cordilierii Occidentali, cu începere de la râul Loa. Este una dintre cele mai aride regiuni de pe glob, unde pe alocuri precipitaţiile cad o dată la 80-90 de ani. Şi în Sahara sunt multe zone care se înscriu în categoria regiunilor extrem de aride.

Deşerturi şi semideşerturi se întîlnesc în condiţiile unui climat arid, unde cad mai puţin de 200 mm precipitaţii în cursul unui an. Ele ocupă peste trei miliarde hectare, iar suprafaţa lor este în continuă creştere.

Alături de deşerturile *aride calde* (temperatura medie anuală are valori cuprinse între 15-20°C), cum sunt Sahara (fig. 184), Kalahari (fig. 185), Thar etc, se întîlnesc şi deşerturi *aride reci,* în Tibet, Pamir, Anzi şi în alte părţi, în care valorile temperaturii medii anuale sunt cuprinse între +5°C şi -10°C.

Dar deşerturile se mai caracterizează şi prin amplitudinea mare a variaţiilor termice diurne. Ziua, suprafaţa nisipului se încălzeşte până la 70°C, pe cînd noaptea temperatura lui coboară chiar sub O°C. Datorită precipitaţiilor reduse şi a temperaturilor ridicate, în deşerturi nu există cursuri de apă, ci doar nişte albii mai mult seci (ueduri) care se termină în zone areice sau endoreice. Vegetaţia este foarte rară, iar solul este inexistent.

Imaginile luate din sateliţi arată că 1/3 din suprafaţa uscatului este ocupată de deşerturi şi semideşerturi. Cele mai mari suprafeţe sunt în Africa,

urmează apoi Asia, iar în Australia se întîlneşte cea mai mare suprafaţă dintr-un continent ocupată de deşert.

Cele mai mari deşerturi de pe glob sunt situate în zona celor două tropice: este vorba de deşerturile din Africa, Australia şi America de Sud. În zonele cu climă temperat-continental excesivă, deşerturi mari se întind în Asia Centrală şi în America de Nord. Una dintre problemele cu care se confruntă omenirea este legată de extinderea deşerturilor. Datele publicate de F.A.O. arată că, la extremitatea sa sudică, deşertul Sahara înaintează anual pe o fâşie cu lăţimi cuprinse între 1,5 şi 10 km. Numai în ultimele cinci decenii deşertul s-a extins cu 65 milioane hectare, ceea ce înseamnă în medie 1,3 milioane hectare pe an. În Algeria se pierd anual, prin deşertificare, cca 100 000 ha. Deşertul Thar din India îşi măreşte într-un an suprafaţa cu 13000 ha etc.

Dintre cauzele care întreţin acest proces de deşertificare una este, din nefericire, omul. Păşunatul abuziv, exploatarea neraţională a terenurilor, practicarea monoculturii sau a aşa-ziselor culturi itinerante, tăierea pădurilor, iată unele din greşelile săvîrşite de om în regiunile de la limita deşerturilor. Regiunea Zatecas din Mexic, Depresiunea de praf din S.U.A., Sahelul - odinioară regiuni înfloritoare- sunt astăzi deşerturi şi semideşerturi.

În aceste condiţii, a început lupta împotriva deşertificării, existând un Program mondial sub egida P.N.U.D. Un exemplu îl constituie proiectul *„Zidului verde"* care prevede plantarea în Algeria a unei fâşii de pădure pe 1500 km lungime şi 5-29 km lăţime, care să constituie o barieră împotriva expansiunii Deşertului Sahara.

5.2.2. Tipuri de deşerturi

De cele mai multe ori deşertul este asociat cu marile acumulări de nisip. Asocierea este evident greşită. Există deşerturi nisipoase, deşerturi pietroase şi deşerturi argiloase.

5.2.2.1. Deşerturile nisipoase sunt mari acumulări de nisip ce îmbracă diferite forme. Poate fi inclus aici Deşertul *Sahara* (fig. 184), în care însă, datorită extensiunii sale, se întâlnesc şi alte tipuri. Sahara (în limba arabă „întindere pustie") este cel mai mare deşert al lumii, care se desfăşoară de la Oceanul Atlantic până la Marea Roşie, pe aproape 6 000 km lungime şi de la Munţii Atlas şi litoralul Mării Mediterane la 2 000 km spre sud. Climatul este arid, cu mari variaţii zilnice ale temperaturii aerului.

Kalahari (fig. 185) -cel de-al doilea deşert al Africii, ce se întinde din Africa de Sud până în Botswana- are o suprafaţă de aproximativ 1 milion km^2. Deşi este mai puţin arid decât Sahara, cantitatea de precipitaţii care cade este redusă şi apa se evaporă sau se infiltrează rapid.

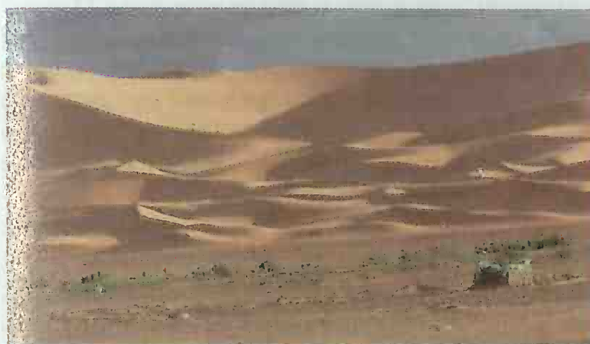


Figura 184. Deşertul Sahara (Africa) *(sursa: http://images.google.ro/imgres?*



Figura 185. Deşertul Kalahari (Africa) *(sursa: http://www.gondwana-collection.com/Kalahari_Desert.htm)*



Figura 186. Deşertul Victoria (Australia) *(sursa: http://www.outback-australia-travel-secrets.com/australian-desert-pictures.html)*



Figura 187. Yardanguri (Egipt) *(sursa: www2.tu-berlin.de/.../lv-twk/images/jpgs/*

În Australia se află: *Marele Deşert* de *Nisip* (1 554 000 km²), acoperit în partea de nord-vest de dune de nisip de culoare roşie, *Deşertul Victoria* (fig. 186; 220 000 km²), format din dune în care martorii de eroziune (inselberguri) sunt rari şi mici. În deşerturile din vestul continentului australian, nisipurile roşietice formează şiruri lungi de dune. Spre deosebire de Sahara, în deşerturile australiene nu există oaze.

În Asia, cele mai mari deşerturi nisipoase sunt *Karakum, Kîzîlkum, Takla-Makan*. Deşertul Karakum (în limba turcmenă „nisipul negru"), situat între Amu Daria şi Kopet Dag, are un climat continental extrem şi un relief de barcane şi takâre. *Kîzîlkum* („nisipul roşu") acoperă aproape 300 000 km², între râurile Amu Daria şi Sîr Daria. În oazele sale, alimentate de ape freatice şi canale de irigaţie, se cultivă bumbac, orez şi se cresc animale. În aceeaşi zonă se găsesc alte două deşerturi nisipoase mai mici: *Muium-kum* (44 000 km²), situat la nord de Stepa Foamei (Bet-Pak-Dala) şi Câmpia deşertică a Balhaşului, în partea de est a Lacului Balhaş.

Takla-Makan (ceea ce înseamnă „a intra fără a mai putea ieşi de acolo") ocupă o suprafaţă de 350 000 km² şi este format din dune înalte de nisip.

În Arabia, cele mai întinse regiuni cu nisip aparţin *Deşertului Roşu* sau *Marele Nefud* şi *Deşertului Rub-el-Hali* (647000 km²).

5.3.2.2. Deşerturile pietroase se aseamănă cu nişte pavaje de pietre (hamada) sau sunt acoperite cu o cuvertură subţire de pietriş şi nisip grosier (reg, serir, sai). Ele sunt rezultatul acţiunii vântului care a înlăturat materialele fine, rămânând pe loc cele grosiere. Asemenea deşerturi ocupă suprafeţe mari în pustiuri din Africa şi Asia. Astfel este *Deşertul pietros Peişan*, situat la peste 2000 m înălţime, în partea de vest a Deşertului Gobi, la vest de valea Edzingol. În Australia sunt întinse suprafeţe pietroase în Deşertul Gibson (324 000 km²) şi Deşertul Simpson, situat în partea de nord a Lacului Eyre.

5.3.2.3. Deşerturile argiloase ocupă de regulă partea centrală a cuvetelor endoreice, prezentând lacuri sărate, takîre, cruste de săruri, denumite şoturi, shati sau sebkra. În Algeria şi Tunisia apar multe şoturi cantonate în depresiuni intramontane bine conturate, izolate sau în lanţ (Zahrez, El-Hodna, Chergui ş.a.). Fundul lor este acoperit de depozite argiloase fine şi negre, peste care se află o crustă de sare (după evaporarea apei). Deşerturile din Podişul Iran -Kevir, Lut, Seistan- sunt în cea mai mare parte a lor argiloase. În timpul iernii, când ploile sunt mai bogate, suprafeţe întinse din aceste deşerturi se transformă în lacuri cu caracter temporar. Vara ele seacă, în locul lor rămânând depresiuni uscate, acoperite cu o crustă de sare, denumite *kevir* („mlaştini sărate"). Cel mai mare dintre acestea este *Deşertul Kevir* sau *Deshte-kevir* (350 000 km²), a cărui suprafaţă imensă este acoperită în timpul verii cu o crustă albă de sare, sub care, pe alocuri, se află mlaştini sărate, deosebit de periculoase pentru cei ce nu cunosc regiunea.

O categorie aparte o reprezintă **deşerturile muntoase**, formate din lanţuri sau creste de munţi care domină depresiunile şi câmpiile din jur. Crestele golaşe şi materialul dezagregat acumulat la baza lor conferă întregului peisaj un aspect dezolant. O bună parte a Deşertului Gobi (1 036 000 km^2) se suprapune unor regiuni de podişuri şi munţi (2500-3500 m). Alături de relieful uniform şi suprafeţe de tip hamada, se întâlnesc aici depresiuni de deflaţie, dune şi barcane.

Podişul Tibet (2 000 000 km^2), situat la 4500-5000 m şi înconjurat de munţi înalţi, are un aspect stâncos, golaş, deşertic şi semideşertic. Pe suprafaţa sa se întâlnesc însă şi porţiuni endoreice ocupate de lacuri sărate.

5.3.3. Sistemul morfogenetic al zonelor aride

Se caracterizează printr-o mare varietate a proceselor elementare şi prin modalităţile particulare de acţiune a apei şi a vântului.

Absenţa unei cuverturi vegetale constituie un factor favorabil acţiunii mecanice a proceselor geomorfologice. În aceste condiţii, procesele biochimice sunt defavorizate, dar aceasta nu înseamnă că ele sunt absente.

În deşerturi meteorizarea este superficială şi selectivă, indusă de variaţiile locale de temperatură şi umiditate şi de caracteristicile litologice şi structurale ale substratului care aflorează. *Dezagregarea* este deosebit de activă, deoarece prin lipsa vegetaţiei şi a păturii de sol efectele variaţiilor diurne mari de temperatură se fac resimţite din plin. Amplitudinile termice diurne – care ajung aici între 50° şi 70°C – determină dilatări şi comprimări bruşte ale părţii superficiale a rocilor, ceea ce duce la fisurarea şi apoi la decrepitarea acestora. În deşerturile reci (Gobi) sau în munţii înalţi din deşerturi (Atlasul Marocan, Iran) se apreciază că şi *crioclastia* are un rol în procesul de dezagregare a rocilor. *Haloclastia* este considerată principalul proces de dezagregare a rocilor din deşerturile calde datorită evaporaţiei foarte intense. Eficacitatea acestui proces depinde de tipul de sare formată, de gradul de fisurare a rocilor. Foarte activă în rocile argiloase este şi *hidroclastia*.

Rezultatul acţiunii combinate a acestor procese este fragmentarea rocilor. Materialele rezultate în urma dezagregării fie că rămân pe loc, în cazul suprafeţelor plane, fie că se rostogolesc pe versanţi, acumulându-se la baza lor sub forma unor largi trene de grohotiş.

Deşi umiditatea aerului şi precipitaţiile sunt foarte reduse în deşerturi, totuşi se semnalează şi aici acţiunea *alterării chimice.* Datorită ei, la suprafaţa rocilor care conţin minerale solubile se formează o crustă de săruri de fier, siliciu şi oxid de mangan, denumită *patină deşertică* sau luciu negru al rocilor. Având aspectul unui lac de culoare neagră sau maronie, patina deşertică conferă deşerturilor un aer trist pe de o parte, iar pe de alta protejează rocile împotriva eroziunii. Procesele de alterare chimică sunt favorizate şi de existenţa algelor şi a lichenilor.

Procesul de carstificare în calcare şi dolomite este redus, chiar inexistent, în schimb el se poate întâlni în gips.

Cursurile temporare de apă, formate în timpul ploilor din deşerturi, dizolvă şi transportă însemnate cantităţi de substanţe solubile, nisip fin şi argilă pe care le depun în zonele depresionare mai joase. După încetarea ploii, evaporaţia intensă a apei determină recristalizarea la suprafaţă a substanţelor dizolvate, care formează cu timpul o crustă.

În unele locuri această crustă este calcaroasă şi se numeşte *duricrust* (în Australia) sau *caliche* (în Mexic). În alte locuri însă crusta este formată din sare *(alkaliflats)* sau chiar din săruri de potasiu sau de sodiu.

Vântul, ca agent modelator al scoarţei terestre, se exprimă cel mai bine în aceste regiuni, unde „creează" întreaga gamă de forme eoliene cunoscute.

Eficacitatea vântului se datoreşte mai puţin vitezei şi intensităţii sale şi mai mult absenţei covorului vegetal şi a lungilor perioade de secetă. Vântul este capabil să deplaseze cantităţi enorme de material, în Sahara între 60 şi 200 milioane tone pe an (*J.L. Ballais şi colab,* 1998).

Obstacolele din deşert (tufe izolate, pietre) au un rol important deoarece transportul eolian se diminuează brusc în apropierea lor, ca urmare a reducerii vitezei vântului. În aceste condiţii deflaţia şi coraziunea sunt deosebit de active. Ritmul coraziunii este în funcţie de tipul de rocă, de natura particulelor de nisip. Coraziunea modelează *ventifact-uri, yardang-uri* (fig. 187), *kaluts-uri* şi particpă la formarea depresiunilor hidroeoliene.

Vigoarea coraziunii poate fi urmărită în cazul formării yardangurilor. *Mezoyardangurile* (adânci de 1-4 m, cu lungimi până la 100 m) din Sahara au început să se formeze după faza lacustră din Holocenul Inf, iar în Lop Nor (China) au apărut din sec al IV-lea al erei noastre (*J.L. Ballais şi colab,* 1998). *Megayardangurile* sau *kaluts* din deşertul Lut (Iran) sunt relativ recente, posterioare depozitelor lacustre pleistocene în care au fost sculptate.

Principalele forme de relief rezultate în urma deflaţiei-coraziunii sunt *depresiunile închise* şi *câmpiile de deflaţie-coraziune,* aşa cum sunt cele din deşerturile Serir (nordul Tibesti, cele costiere din Peru ş.a.).

Furtunile de praf deplasează mari cantităţi de praf din Sahara spre Europa de Sud, Orientul Apropiat, Africa Occidentală şi Oceanul Atlantic. Mai puţin fin, praful din Arizona fasonează în permanenţă relieful acesteia.

Mobilizarea nisipurilor generează *dunele* şi *ergurile.* Nisipurile eoliene acoperă peste 1 520 000 km² în deşerturile calde, reprezentând 38% din depozitele eoliene (*J.L. Ballais şi colab,* 1998).

Ploile în deşerturi sunt foarte rare, dar atunci când se produc sunt sub forma de averse puternice. Astfel, în Sahara, la Villa Cisneros, din totalul anual de 112 mm, 88 mm apă au căzut într-o singură zi. În Mauritania au căzut 2 mm apă în anul 1912 şi 300 mm într-o singură zi, în anul 1913.

În timpul acestor ploi torenţiale, pe versanţi se formează o veritabilă *pânză de apă* (sheet-flood), care înlătură şi transportă o mare cantitate de material dezagregat de pe versanţi, pe care-l depune la baza acestora. Astfel, sunt aduse la zi noi suprafeţe ale rocilor din deşerturi, care vor fi supuse procesului de dezagregare. În acest mod, cele două procese se completează şi

se ajută reciproc, conlucrând la evoluţia reliefului prin retragerea versanţilor paralel cu ei înşişi.

Apa de ploaie scursă de pe versanţi se adună în „văi” formând cursuri temporare de apă cunoscute sub numele de *ueduri* (fig. 184). Acestea au albiile largi, dar puţin adânci, în care curentul de apă înaintează cu viteză mare (5-6 km/h, uneori 15-20 km/h) şi este încărcat cu produse ale dezagregării, asemănându-se într-un fel cu torenţii de noroi din regiunile temperate. Dar foarte repede sarcina devine prea mare pentru curentul de apă şi ca atare materialele transportate sunt depuse, iar apa se pierde prin infiltraţie şi evaporaţie. La o nouă aversă de ploaie, uedul se reactivează cu aceeaşi bruscheţe, smulgând şi transportând la distanţe apreciabile cantităţi enorme de material.

„Am învăţat că în această ţară (Namibia), râurile poartă nisip în loc de apă se numesc river şi că morenele formate din lemn, coarne, oase, cioburi, pietre, cadavre de animale şi ace de arici dispuse de-a curmezişul unui curs de apă intermitent, indică locul unde s-au oprit, evaporându-se şi infiltrându-se apele înspumate ale ultimei viituri. Am învăţat că băltoacele cu lichid brun-verzui se numesc bank când sunt situate în scobitura stânci şi fontein când sunt puţuri în nisipul văilor” (*H. Cloos*, 1969).

Formarea şi dezvoltarea uedurilor depinde, pe lângă cantitatea de apă provenită din precipitaţii, de topografie, litologie, structură, sol şi vegetaţie.

Un caz aparte îl constituie cursurile lungi de apă care traversează deşerturi, provenind din zone climatice îndepărtate (Nil) fie din munţii mai apropiaţi cu o climă mai umedă (Colorado). Aceste râuri au caracteristicile apelor curgătoare permanente, fiind perturbate de procesele locale (aportul mare de materiale aduse de afluenţi).

5.3.4. Evoluţia reliefului din deşerturi

Supraîncărcate cu aluviuni, cursurile de apă din deşerturi nu se adâncesc, ci ele pendulează lateral, lărgind mereu „valea” prin care curg. Cu timpul, uedurile apropiate ajung să se unească formând o câmpie uşor înclinată (1-4°), cu mici neregularităţi date de albiile lor sau de mici bombări locale. Acesta este un *pediment* sau un *glacis* (fig. 188). Imaginea multor regiuni deşertice este dată de existenţa unor asemenea suprafeţe vaste şi puţin înclinate, dominate brutal de versanţi abrupţi. Aceste câmpii vin în contact direct cu muntele sau cu podişul la poalele cărora se află. Uneori contactul se face prin intermediul unui taluz alcătuit din blocuri mari de roci dezagregate. Alteori însă, când rocile se dezagregă în fragmente mici, care pot fi înlăturate prin scurgerea apei sub formă de pânză sau de ueduri şi şiroire, contactul pedimentului cu versantul muntelui este tranşant, sub forma unui abrupt cunoscut sub numele de *knik* (fig. 188).

La partea inferioară a pedimentului –spre depresiunile endoreice– se dezvoltă o câmpie de acumulare a materialului transportat şi depus de ueduri (*fanglomerat*), denumită *sebkha* sau *şot* în ţările arabe, *kewir* în Iran, *takîr* în Asia Mică, *playa* (fig. 188), *bolson*, *salina* sau *salar* în America

Latină. În porţiunile mai joase ale acestor câmpii se formează în timpul ploilor torenţiale mici lacuri, care seacă repede, lăsând în locul lor o crustă de săruri. Aşa sunt, *kewirele,* depresiuni argiloase acoperite cu un strat de săruri, takârele alcătuite din argile sărăturate, care după secarea lacului crapă, dând naştere unei nesfârşite reţele de poligoane sau şoturile africane cu o crustă de clorură de sodiu.

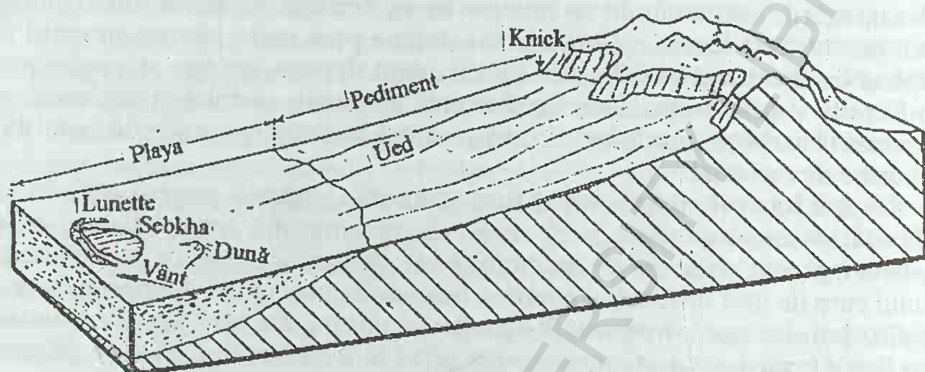


Figura 188. Pediment, playa, munte deşertic

Materialul nisipos mai fin, spulberat de vânt, se acumulează în jurul acestor cuvete formînd mici dune numite *lunette* (fig. 188). Câmpiile de la baza muntelui sau pedimentele se dezvoltă neîncetat prin retragerea succesivă, constantă şi paralelă a versanţilor sub acţiunea proceselor de dezagregare, a pânzelor de apă, şiroirilor şi uedurilor. Şi astfel pedimentele învecinate se unesc între ele, rezultând o largă câmpie cu mici denivelări, deasupra căreia se ridică, din loc în loc, martori de eroziune. Aceasta este o *pediplenă,* iar ansamblul proceselor care conduc la formarea ei poartă denumirea de *pediplenizare.*

5.3. GEOPEISAJUL MUNŢILOR ÎNALŢI

„Ceea ce văd în munte este încă o parte a naturii. Un abrupt nu este pentru mine o simplă masă de piatră, este un organism viu care ascultă, care trăieşte." (R. Messner, 1978)

„Everestul merită adoraţie. În infinita ridicare spre cer, vârful său este coroana supremă a mişcărilor Pământului." (J. Peyré, 2003).

Acest tip de peisaj se individualizează prin asocierea gheţarilor actuali, situaţi deasupra limitei zăpezilor persistente cu formele de relief rămase în urma topirii gheţarilor cuaternari din regiunile aflate astăzi imediat sub limita posibilă de acumulare a zăpezii. Această asociere conferă peisajului munţilor înalţi un pitoresc şi o spectaculozitate aparte, relieful glaciar şi periglaciar fiind, aici, aproape singurele elemente de atracţie turistică.

„Everestul nu e frumos, masivul său fără nici o structură copleşeşte ochiul cu masa enormă de rocă şi gheaţă. Everestul e forţă. Cangengeanga este sălbatic, groaza şi spaima îl cuprind pe omul care-l vede întâia oară. Muchiile lucitoare de filigram fac din Siniolchu un munte fermecat. Piramida Macalu se desfăşoară în linii nobile, iar Piscul Giongsong se înalţă trupeş, pe creastă. Dar Nanga Parbat îmbină forţa şi sălbăticia cu demnitatea şi frumuseţea.

De la albia Indului, aproape de poalele muntelui, până sus la Piscul Nanga Parbat, care măsoară 8125m, sunt 7000m. Nicăieri pe pământ nu există prăpăstii atât de adânci, căci povârnişul sudic se prăvale aproape perpendicular 5000 m." Aceasta este prezentarea celor mai impresionanţi munţi de pe Terra făcută de *F. Rudolph* (1956) în cartea sa *„Tigri din Himalaya"*.

5.3.1. Geopeisajul munţilor ocupaţi de gheţari

Varietatea peisajului munţilor înalţi cu gheţari derivă din diversitatea tipurilor de gheţari montani, urmare a condiţiilor foarte variate în care aceştia s-au format. Astfel sunt gheţarii dezvoltaţi mai mult în circul glaciar (*gheţari de circ*), cu o limbă foarte scurtă, cum sunt cei din Munţii Pirinei sau din Sierra Nevada, în America de Nord. În Munţii Pirinei gheţarii ocupă o suprafaţă restrânsă, aproximativ 8 km², cei mai importanţi fiind Aneto, Maladeta, Tempestades.

Spre deosebire de aceştia, gheţarii din Munţii Alpi (*tipul alpin;* fig. 193) sunt formaţi dintr-un circ şi o limbă a cărei lungime variază între 10 şi 30 km. Mai cunoscuţi sunt gheţarii Aletasch, din masivul Jungfrau, care ocupă o suprafaţă de 115 km² şi are o limbă lungă de 27 km, Pasterzen Kees din Masivul Glockner, a cărui limbă are 25 km, Mer de Glace din Masivul

Mont Blanc cu o limbă de 15 km ce ajunge până în zona pădurilor, la 1400 m, Gorner, Fischer şi alţii.

Gheţarii din Himalaya (*tipul himalayan*) se aseamănă cu cei din Alpi, dar ei sunt compuşi din mai mulţi gheţari secundari care confluează într-unul principal. Dimensiunile gheţarilor himalayeni sunt mai impresionante decât ale gheţarilor alpini, limba lor depăşind uneori 50 km. În Munţii Himalaya –unde gheţarii ocupă suprafeţe întinse datorită altitudinii mari şi precipitaţiilor bogate însoţesc toate vârfurile înalte– limbile lor lungi transportă mari cantităţi de material până în zona pădurilor. Cei mai mari gheţari din aceşti munţi sunt Gangotri (32 km lungime, 300 km² suprafaţă), Zemu, a cărui limbă măsoară 31 km şi Rangbuk de 22 km.

Gheţari de tip himalayan se întâlnesc şi în Pamir (Fedcenko lung de 71 km), în Munţii Karakorum (Baltura, 58 km, şi Biafo, 68 km) ale căror limbi coboară până la 2800-3500 m, mult sub limita zăpezilor persistente.

Interesanţi sunt gheţarii din Alaska (*tipul alaskian*), care îşi au originea într-o serie de circuri glaciare situate la partea superioară a masivelor montane şi din care pornesc limbi ce se unesc apoi la baza muntelui sub forma unui piemont de gheaţă. Cel mai tipic este gheţarul Malaspina, situat în zona piemontană de la poalele versantului sudic al masivului Elias. Suprafaţa de alimentare are cca 5000 kmp, iar limba sa, lungă de 115 km, coboară până la nivelul oceanului. De acelaşi tip sunt şi gheţarii Bering şi Alsek din Alaska, precum şi Rafael din Chile.

Pe largile platouri din Munţii Scandinavi (*tipul scandinav*) gheţarii au aspectul unor mici calote glaciare (700-800 km²), care emit o serie de limbi (iceström) care ajung până pe fundul fiordurilor. În Peninsula Scandinavă cel mai reprezentativ este gheţarul Jostedal, lung de 140 km şi lat de 30 km. În Munţii Anzi, pe teritoriului Perului de acelaşi tip sunt Raura, Huenomari, Vilcanota ş.a.

Sunt gheţari montani cantonaţi în *craterele stinse ale unor vulcani*, situate deasupra limitei zăpezilor persistente. Din gheaţa acumulată în cratere pleacă radiar o serie de limbi mici, dând gheţarului un aspect stelat. Exemplele din acest tip sunt destul de numeroase: Kibo, Mawensi, Sira (în Kilimandjaro), Joseph, Florel, Lewis (în Kenya), Elbruz, în Caucaz, Chimborazo, Sierra Coronaiso (America de Sud).

În alte cazuri, masa de gheaţă se acumulează în depresiuni tectonice adânci, nu are scurgere, iar alimentarea se face prin avalanşele care se produc pe versanţi. Sunt aşa-numiţii gheţari de tip turkestan, întâlniţi în regiunea Tianşan.

În zona Baffin din nordul Canadei a fost creat un parc naţional cu o suprafaţă de 8300 mile pătrate, al cărui nume este Auyuittug şi care înseamnă „ţinutul marilor gheţari" sau „ţinutul care nu se topeşte". El cuprinde gheţari uriaşi, fiorduri, relief glaciar şi este vizitat anual, în ciuda condiţiilor neprielnice, de numeroşi vizitatori.

5.3.2. Geopeisajul regiunilor montane aflate între limita zăpezilor persistente şi limita superioară a pădurii

Sub limita zăpezilor persistente apar la zi –în toată frumuseţea lor– formele de relief rezultate în urma modelării foştilor gheţari din cuaternar, circuri, unele cu lacuri glaciare, văi glaciare însoţite de cascade, morene. Acestora li s-au adăugat adăugat formele rezultate în urma proceselor periglaciare active şi astăzi: ace, turnuri, vârfuri piramidale, creste înguste, strungi, şei de transfluenţă. Pe versanţii munţilor produsele gelifracţiei se dispun sub formă de râuri de pietre care se termină la baza versanţilor prin conuri sau/şi trene de grohotiş. Pe suprafeţele plane sau slab înclinate fragmentele de rocă rezultate din dezgregare formează *mări sau câmpuri de pietre*. Solifluxiunea a generat movilele înierbate, terasetele şi blocurile glisante.

Caracterul selectiv al proceselor morfogenetice –în funcţie de litologie şi structură– este foarte evident. Un bun exemplu se întâlneşte în Alpii Dolomitici, unde, în aceleaşi condiţii climatice, în prezenţa aceloraşi agenţi morfogenetici există două „grupuri" muntoase complet diferite. Grupul Tessa, cu un substrat de roci metamorfice are un aspect sever (creste înguste, vârfuri piramidale, circuri şi văi glaciare etc). Un peisaj complet diferit este în Grupul Sella format pe roci friabile în care gelifracţia a „săpat" adânc separând forme cu aspect de turnuri separate de „strungi" adânci, iar trenele de grohotiş dispuse pe două nivele sunt alcătuite din fragmente de mici dimensiuni.

Locul crestelor înguste este luat de largi platouri slab înclinate dezvoltate pe o structură –local– slab cutată.

Şi la noi-în ţară, impactul litologiei şi a structurii geolgice în peisajul munţilor înalţi este evident în masivele formate pe masivele cristaline înalte (Rodna, Făgăraş–fig. 197, Parâng, Retezat), peisajul geomorfologic este dominat de creste şi vârfuri piramidale (Negoiu, Moldoveanu), circuri glaciare, unele adăpostind lacuri (Bâlea, Urlea, Avrig, Arpaş etc.).

În schimb în Munţii Bucegi, formaţi pe conglomerate calcaroase, locul culmilor este luat de largi suprafeţe aproape netede, versanţii văilor sunt abrupţi iar lacurile glaciare lipsesc. Gelifracţia şi vântul au modelat forme cu aspect bizar (Babele, Sfinxul, Colţii Morarului etc).

Astăzi, în Carpaţii româneşti gheţarii lipsesc, limita inferioară a zăpezilor fiind situată deasupra celor mai înalte vârfuri. Dar în Cuaternar gheţarii acopereau crestele munţilor noştri, iar urmele lăsate se văd şi astăzi în masivele care depăşesc 2200 m. Gheţarii, dezagregarea, zăpada, ploaia şi vântul au modelat aici un relief asemănător celui din Munţii Alpi, cu circuri şi văi glaciare, creste înguste, forme ascuţite şi strungi, povârnişuri acoperite cu grohotişuri.

În culmea Făgăraşului, între Urlea şi Suru, pe o distanţă de 30 km, se întâlnesc cele mai tipice aspecte alpine. Aici peste 20 vârfuri depăşesc 2300 m, iar patru urcă la peste 2500 m (Moldoveanu, 2544 m, Negoiu, 2536 m,

Vânătoarea lui Buteanu, 2506 m şi Dara, 2501 m). Gheţarii se înşirau atât pe versantul nordic cât şi pe cel sudic, iar relieful rămas de pe urma lor constituie nota dominantă a peisajului de aici. Din circurile glaciare, situate chiar sub creastă, limbile gheţarilor coborau –după cum arată morenele glaciare– până la 1350 m, având lungimi ce puteau atinge 10 km. Văile rămase, mărginite de versanţi priporoşi, au fundul ca o covată, din loc în loc cu praguri înalte pe care apele cad în cascade, cum sunt Bâlea, Şerbota sau Urlea. În peisajul măreţ dar sever şi sălbatic, numeroase lacuri glaciare introduc o notă de prospeţime şi varietate. Din mulţimea acestora amintim doar câteva: Podragu, Capra, Bâlea, Călţun, Avrig.

Dezagregarea, zăpada şi ploile au continuat opera gheţarilor, făcând ca „interfluviile" dintre circurile glaciare vecine să se ridice astăzi sub forma unor culmi înguste şi abrupte, numite de localnici custuri. Dintre cele mai impresionante amintim custurile Şerbotei, Călţunului, Caprei. Şi tot aceste procese au sculptat în rocile metamorfice forme cu aspect de turnuri, colţi, ace sau strungi (Strunga Dracului, Strunga Doamnei).

Peisajul munţilor înalţi



Figura 190. Geopeisaj alpin cu amenajări pentru turism în Alpii elveţieni la Gornergrat (3089 m)



Figura 191. Varful Matterhorn (4.482 m), Alpii elveţieni



Figura 192. Geopeisaj alpin, Franţa (vf. Aiguille Verte – 4122 m)



Figura 193. Geopeisaj alpin elveţian. Monte Rossa (vf. Liskamm 4527 m-centru); Mt. Zwillinge (vf. Castor-4.223 m şi vf. Pollux -4092 m -dreapta)



Figura 194. Geopeisaj alpin



Figura 195. Peisaj alpin. Avalanşe în pregatire, Mont Blanc



Figura 196. *Geopeisaj alpin din Munţii Rodnei (sursa: www.alpinet.org)*



Figura 197. Valea glaciară Bâlea din Munţii Făgăraş

5.4. GEOPEISAJUL ZONELOR LITORALE

Acest tip de peisaj se întâlneşte la interferenţa dintre mare şi uscat. Contactul dintre cele două medii nu se realizează de-a lungul unei linii, ci printr-o făşie de pământ cu lăţimi variabile cunoscută sub denumirea de *ţărm*.

Ţărmul este fâşia de pământ cuprinsă între nivelul cel mai ridicat al mării şi cel mai coborât al acesteia din timpul mareelor. În acest sens, noţiunea de ţărm este identică cu cea de *estran*.

Linia ţărmului este considerată linia de contact a apei cu uscatul la nivel mediu, sau dacă există maree la nivelul cel mai înalt al acesteia. Ea separă două medii complet diferite şi se află într-o continuă schimbare datorită acţiunii complexe a numeroşi agenţi şi procese.

Lungimea totală a ţărmurilor pe glob este 261.700 km, din care 108.300 km reprezintă ţărmurile mărilor interioare. Lăţimea ţărmului variază de la câţiva zeci de metri la peste 20 km (în cazul existenţei mareelor) iar suprafaţa ocupată de ele este de 150.000 km^2.

Particularitatea peisajelor zonei litorale este dată de faptul că ele apar în toate domeniile climatice, la orice latitudine, având astfel un caracter intrazonal, spre deosebire de alte peisaje geomorfologice care au un caracter zonal.

Sunt de asemenea de reţinut două aspecte:

-ritmul rapid al modificărilor, cauzat de dinamica factorilor care concură la formarea lor;

-deşi relieful este elementul marcant al acestui tip de peisaj, frumuseţea lui este întregită de elemente floristice şi de intervenţia antropică.

5.4.1. Agenţii şi procesele participante la formarea geopeisajului litoral

Modelarea regiunilor litorale se caracterizează prin interferenţa agenţilor marini şi continentali. Influenţa apei din bazinele marine şi oceanice se exprimă prin mişcările apei (curenţi, maree, valuri) şi prin caracteristicile fizico-chimice ale apei marine (temperatură, salinitate, oxigenare). Impactul mişcărilor apei este sensibil în zona infralitorală, este vizibil în zona intertidală, iar efectele fizico-chimice se resimt până în zona supralitorală.

Agenţii continentali acţionează în zona supralitorală şi în cea intertidală, în timpul emergenţei acestora. Procesele geomorfologice sunt influenţate şi modificate de apropierea mediului marin. Astfel, în domeniul supralitoral prezenţa sării influenţează degradarea rocilor prin haloclastie,

iar dinamica eoliană este favorizată de vânturile puternice care suflă pe mare.

Asocierea proceselor geomorfologice în domeniul litoral variază în funcţie de zona considerată.

Principalul agent de modelare a peisajelor litorale este apa din bazinele marine şi oceanice al cărei mod de manifestare sunt *valurile, mareele şi curenţii oceanici*. Rezultatul acţiunii lor este marcat atât prin forme rezultate în urma abraziunii (*faleze*), cât şi prin forme de acumulare (*plaja, cordoane de nisip*) despre care am vorbit în capitolul 4.

Procesele fizico-chimice sunt prezente prin *haloclastie* şi *hidroclastie*. Primul, *haloclastia* se explică prin prezenţa sărurilor în apă marină care ajung în zona ţărmului prin intermediul valurilor şi a mareelor. Haloclastia provoacă o dezagregare granulară şi o deshumaţie a rocilor sensibile la acest proces (gresii, roci magmatice). Creşterile şi descreşterile alternative ale nivelului apei în zona intertidală şi pe faleze facilitează cristalizarea sărurilor lărgind crăpăturile şi fisurile din roci sau participând la formarea alveolelor de tip taffoni.

Hidratarea este foarte activă în cazul argilelor, contribuind la disecarea rocii, ceea ce va uşura acţiunea unor procese continentale (percolaţia, scurgerea apei, eroziunea râurilor).

În general, alterarea chimică întâlneşte aici condiţii prielnice de manifestare deoarece ceaţa şi picăturile fine de apă de mare pătrund şi în cele mai fine fisuri. Ca atare, sunt foarte uşor şi rapid alterate mineralele bogate în fier.

Disoluţia cunoaşte o intensitate deosebită în calcare, unde generează lapiezuri, coloane, stâlpi, porţi.

Organismele vii contribuie în mod activ la transformarea aspectului ţărmurilor. Sunt animale care „sfredelesc" roca pentru a-şi mări locaşul în care trăiesc. Unele moluşte acţionează mecanic asupra rocilor cu ajutorul unor excrescenţe dinţate (*Pholas dactylus*), altele atacă roca prin producerea unor acizi (*Dithodomus*). Eficacitatea maximă a acţiunii acestor organisme vii este în calcare, dar prezenţa lor este remarcată şi în alte roci de tipul granitului şi a bazaltului. Dintre nevertebrate anelidele (*Polydora ciliata*), spongierii (*Cliona vastifica*), apoi aricii de mare formează alveole sferice în rocile magmatice. Unele alge amortizează valurile (*Himathalia lorea, Laminaria*), iar altele de dimensiuni uriaşe se fixează de ţărm sau de stânci smulgând bucăţi de rocă.

La tropice, tufişurile de mangrove protejează ţărmul şi favorizează acumularea mâlului în zona litorală.

Coralii şi algele calcaroase construiesc insule şi bariere care reduc eficacitatea valurilor asupra ţărmurilor.

Procesele de meteorizaţie fizică participă şi ele la modelarea ţărmurilor. *Gelifracţia*, prezentă în regiunile temperate şi reci, afectează pereţii de rocă provocând desprinderea unor mari blocuri care cad în mare. În timpul iernilor se formează la baza falezelor „un picior de gheaţă" care aderă la peretele de rocă, iar în momentul desprinderii de acesta rupe bucăţi

de rocă pe care le transportă în larg.

Un fel aparte de meteorizaţie se întâlneşte în zonele calde, unde încălzirea puternică a rocii (la niveluri scăzute) şi apoi răcirea ei bruscă la niveluri ridicate ale apei marine provoacă lărgirea fisurilor şi chiar desprinderea unor bucăţi de rocă.

Apele continentale participă şi ele la dinamica ţărmurilor prin transportul şi depunerea unor materiale la vărsarea în mare, contribuind la formarea deltelor, cordoanelor litorale etc.

Gheţarii au avut şi în trecut, prin săparea unor văi invadate apoi de apele marine (fiord-uri), şi au şi astăzi un impact asupra ţărmurilor prin icebergurile desprinse de marile calote glaciare sau prin subsăparea unor gheţari montani (Malaspina).

Nu pot fi neglijate nici *procesele de deplasare a materialelor pe versanţi* de tipul prăbuşirilor (frecvente în cazul falezei), a alunecărilor de teren, a tasării ş.a.

Factorii „pasivi" în modelarea ţărmurilor

Un rol important în aspectul ţărmurilor îl are substratul geologic, ca masa de material asupra căreia se acţionează, prin rezistenţa rocilor la acţiunea agenţilor şi a proceselor morfogenetice care acţionează aici. Sub acest aspect se deosebesc două situaţii:

-rocile rezistente (roci magmatice, calcar, rocile metamorfice, unele gresii şi conglomerate) impun în relief faleze înalte şi abrupte, însoţite de platformei litorale reduse sau chiar absente;

-pe rocile mai puţin rezistente (argile, marne, loess, nisip) se dezvoltă ţărmuri joase sau dacă sunt faleze acestea au dimensiuni reduse, în schimb platforma litorală este extinsă ca urmare a retragerii rapide a falezei.

Combinaţia litologie-structură este foarte evidentă în cazul ţărmurilor. Ţărmurile înalte, abrupte se formează pe structurile orizontale şi pe cele monoclinale (pe fruntea cuestelor). Dispunerea cutelor şi a liniilor de falie în raport cu linia ţărmului generează diferite tipuri de ţărm (riass, dalmatin). Cele mai impresionante ţărmuri abrupte sunt date de liniile de falie de mare anvergură. De exemplu, Câmpia Nullarbor (fig. 198, 199) din sudul Australiei se termină deasupra Marelui Golf Australian printr-o faleză rectilinie, înaltă de cca de 200m săpată în calcare terţiare dispuse în strate orizontale; faleza din sud-vestul Groenlandei corespunde unei falii cu o înălţime de cca 700 m.

Mişcările tectonice şi cele eustatice sunt cauzele etajării reliefului litoral şi a expansiunii sale spaţiale. Sub acest aspect *ţărmurile* pot fi de *emersiune* (de ridicare) şi *ţărmuri de submersiune* (de scufundare).

Relieful continental influenţează aspectul ţărmului prin formele sale preexistente. Astfel, în regiunile înalte (munţi, podişuri, dealuri) sunt specifice, de regulă, ţărmurile înalte, iar în dreptul câmpiilor şi a depresiunilor se formează ţărmuri joase cu plajă.

În concluzie, peisajul zonelor litorale este expresia unui sistem morfogenetic, caracterizat print-o combinare a proceselor dominate de disiparea energiei mării. El are caracteristici azonale, în unele locuri acţiunea

valurilor fiind exacerbată prin prezenţa uraganelor, furtunilor şi a valurilor de tip tsunami.

5.4.2. Diversitatea ţărmurilor

Varietatea peisajului litoral este consecinţa mai multor factori:

-a orografiei, exprimată prin contactul cu regiuni montane şi deluroase (ţărmuri înalte) sau de câmpie (ţărmuri joase);

-a participării şi altor agenţi sau procese (gheţari, fluvii, vânt, alunecări de teren, prăbuşiri şa.);

-a structurii geologice, prin modul de dispunere a unor elemente structurale (anticlinale, sinclinale, falii) în raport cu linia ţărmului;

-a litologiei, care constituie masa de material în care sunt modelate ţărmurile. Ea se află într-o relaţie directă cu orografia;

-factorul biogen (vegetaţia şi fauna).

5.4.2.1. Ţărmuri înalte

La contactul munţilor şi a dealurilor cu marea, ţărmurile sunt înalte, uneori abrupte şi lipsite de o platformă litorală. În formarea, aspectul şi evoluţia lor, rolul principal îl are abraziunea, ceea ce face ca elementul dominant în peisajul geomorfologic litoral să fie faleza. De la câţiva metri înălţime până la zeci sau chiar sute de metri, falezele sunt peste tot locul impresionante, mai cu seamă că la baza lor sunt adevărate marmite uriaşe. Frumuseţea peisajului de acest fel este sporită şi de celelalte forme rezultate ale abraziunii: promontorii, insule, stâlpi, „poduri", „porţi". Astfel, în Peninsula Bretagne sau în nordul Spaniei, în Istria, în Provence ca şi în sud-estul Australiei, se întâlnesc ţărmuri înalte formate dintr-o succesiune de golfuri înguste, ramificate pe văile râurilor şi separate de promontorii, care nu sunt altceva decât foste interfluvii. Este aşa-numitul *ţărm cu riass*, întâlnit şi în Marea Roşie, unde se cheamă *şurum*, în golfurile căruia s-au dezvoltat numeroase porturi. O variantă a riassurilor, modelate în calcare, sunt numite, în Provence, *calanques* (fig. 200).

În regiunile înalte care au fost afectate de gheţari se întâlnesc *fiord-urile* –golfuri înguste, prelungi şi ramificate, care au luat naştere prin invadarea vechilor văi glaciare de către mare. Cele mai cunoscute sunt fiordurile din Peninsula Scandinavă: Oslofjord, Stavangerfjord (185 km), Sögnefjord (220 km), Trondheimfjord, Nordfjord, Vestfjord Geiranger (fig. 139) ş.a. Litoralul norvegian, cu fiorduri şi insule, denumit Skjaengard sau „grădina stâncilor de apă" reprezintă unul dintre cele mai pitoreşti locuri din Europa. Şi ţărmurile Angliei sunt brăzdate de fiorduri, aşa cum sunt, de exemplu, Forth, Lorne, Solway, Moray etc.

Ţărmurile Groenlandei sunt crestate de fiorduri adânci; cele din vest sunt orientate nord-est – sud-vest (Nord Ström, Söndre Ström, Godthaab), iar cele de pe ţărmul estic sunt dispuse nord-vest – sud-est (Scoresby, Franz Iosef, Oscar).

În America de Nord, fiordurile însoţesc ţărmurile Columbiei Britanice, ale Alaskăi şi nord-estului Peninsulei Labrador, unde se află unul dintre cele mai mari fiorduri de pe glob, Hamilton, ce pătrunde în interiorul peninsulei pe o distanţă de 240 km.

În America de Sud, la sud de Insula Chiloe, ţărmul pacific este brăzdat de numeroase fiorduri, aici întâlnindu-se şi cel mai adânc fiord cunoscut, Baker (1260 m).

Şi pe ţărmurile insulei de sud a Noii Zeelande gheţarii pleistoceni au săpat văi adânci, invadate de mare şi transformate în fiorduri.

Pe litoralul dalmatic al Mării Adriatice, paralel cu ţărmul şi despărţit de acesta prin lungi canale (cum sunt cele de la Novigrad, Bolgrad, Betina, Cotor şa.) se desfăşoară un şir de insule (Krk, Ceres, Pag, Dugi, Otok, Brac şa). Insulele corespund anticlinalelor, iar canalele care le separă sunt sinclinale invadate de apa mării. Acesta este ţărmul de *tip dalmatic*.

Într-o formă mai simplă, acest tip de ţărm este întâlnit şi pe litoralul estic al Pacificului, în Golful Californiei –unde este dezvoltat în lungul unor linii de falii recente– în partea de vest a insulei Santa Cruz din Antilele Mici, pe coasta Noii Zeelande, în apropiere de strâmtoarea Cook, în peninsula Bretagne (Franţa).

În alte regiuni de pe glob, cutele şi faliile sunt perpendiculare pe ţărm şi astfel în sinclinale se formează golfuri largi, iar anticlinalele se păstrează ca promontorii între acestea. Sunt *ţărmurile cu structură transversală,* de *tip* atlantic sau *ţărmurile cu anse* (golfuri mici şi arcuite). Un astfel de ţărm se întâlneşte pe coasta atlantică a Marocului, iar o variantă a acestuia apare şi în Noua Zeelandă, în nord-estul S.U.A. şi nord-vestul Scoţiei, unde golfurile sunt axate pe compartimente coborâte pe linie de falie. Aceste ţărmuri cu structură transversală evoluează foarte repede: golfurile sunt barate de cordoane litorale şi transformate în lagune sau delte, iar promontoriile se retrag prin formarea falezelor.

5.4.2.2. Ţărmuri joase

La întâlnirea câmpiilor cu marea sau oceanul, ţărmurile sunt joase, late, au contur drept şi se continuă submarin prin largi platforme continentale. În cazul lor, formele de relief cele mai cunoscute sunt rezultatul depunerii materialelor de diferite origini: marine, fluvio-marine, fluvio-glaciare, eoliene. Forma de relief caracteristică este *plaja*.

În locurile unde mareea este redusă, s-au format cordoane de nisip care închid, complet sau parţial, lagune sau limanuri, rezultând *ţărmurile cu lido* întâlnite în Golful Mexic (aici exista un cordon litoral lung de 1800 km), pe ţărmul vestic al Oceanului Atlantic, unde, în urma scufundărilor, gurile râurilor au fost transformate în golfuri, majoritatea barate de cordoane litorale (Delaware, Chesapeake, Lawer Bay ş.a.) sau în estuare (Potomac, James).

Ţărmul jos al Mării Baltice prezintă din loc în loc golfuri închise spre mare de cordoane litorale lungi şi subţiri. El poartă aici numele de *ţărm cu Haffen* (golfuri închise) şi *Nehrungen* (cordoane litorale). Aşa sunt Golful Kiel, Golful Lübeck, Golful Gdansk cu Laguna Vistula, Laguna Kursk etc.

Pe unele ţărmuri joase, cordoanele de nisip barează golfurile, transformându-le în lagune. Izolarea de mare poate fi completă sau numai parţială, golful „comunicând" cu aceasta prin portiţe. Aşa s-a întâmplat şi cu golful Mării Negre ce constituie astăzi complexul lacustru Razim. Pe glob însă cel mai tipic exemplu de ţărm cu lagune este în Golful Mexic, unde alternează porţiunile de ţărm normal cu cele de ţărm cu lagune, cu limanuri sau cu mangrove.

În sud-estul Braziliei ţărmul jos este însoţit de cordoane litorale care barează o serie de lagune puţin adânci, cele mai mari fiind Dos Patos, Mirom şi Mangueiro. În Europa, ţărm cu lagune se întâlneşte pe coasta vestică a Franţei, în Golful Biscaya, la sud de estuarul Gironde. Denumit şi *ţărm cu lande,* cordonul său litoral, acoperit şi cu dune de nisip, închide un şir de lagune legate între ele, care comunică cu marea numai pe la extremitatea sudică şi prin intermediul lagunei Arcachon, situată la mijlocul acestui şir.

Pe ţărmurile cu maree slabă, adesea gurile de vărsare ale râurilor sunt barate de cordoane de nisip şi transformate în „golfuri" prelungi şi întortocheate. Unele dintre aceste „golfuri", denumite *limanuri,* sunt barate complet de perisipuri, iar altele comunică cu marea prin una sau mai multe portiţe. Pe ţărmul Mării Negre se întâlnesc numeroase limanuri, cele mai cunoscute fiind Techirghiol, Tatlageac, Mangalia, complet izolate de mare, şi limanurile Nistrului şi Niprului, care comunică cu marea prin portiţe.

De obicei, pe ţărmurile joase, unde se formează limanuri există şi lagune, aşa cum este şi ţărmul românesc al Mării Negre.

Şi mai interesante sunt situaţiile în care golful este transformat în *lagună,* iar văile râurilor care se varsă în el se termină prin limanuri. Un astfel de caz poate fi observat şi la complexul Razim, care se prelungeşte în interiorul Dobrogei prin câteva limanuri mici: Agighiol, Babadag şi Ceamurlia.

Forma de relief fluvio-marină cea reprezentativă este *delta.*

În mările sau oceanele cu maree puternică fluxul pătrunde mult pe râuri, spală aluviunile aduse şi împiedică formarea cordoanelor litorale. Valea se deschide astfel larg spre mare sub forma unui golf cu aspect de pâlnie, denumit *estuar.* Unul dintre cele mai mari estuare este Rio de la Plata, lung de 320 km şi lat de 220 km. Este puţin adânc (5-7 m), iar pentru evitarea bancurilor de nisip a fost construit un canal până la portul oraşului Buenos Aires.

Estuarul Amazonului, prin care uriaşul fluviu deversează în ocean a cincea parte a tuturor apelor dulci din lume, este ca un lac de peste 300 km lăţime, cu numeroase insule, braţe enorme şi paralele. Singură, insula Matajo –cuprinsă între cele două braţe principale ale fluviului– este la fel de întinsă ca Belgia. Sf. Laurenţiu, Sena, Gironde, Tamisa, Elba sunt alte exemple de fluvii care se termină în mare prin estuare. Pe ele navele mari pătrund o dată cu fluxul, care pe Amazon se resimte până la 1000 km, pe La Plata pe o distanţă de 200 km, pe Sf. Laurenţiu de 500 km, pe Lena 144 km şi ies în timpul refluxului.

Litoralul olandez este format din mici insule, cordoane, bancuri de

nisip care în timpul fluxului sunt acoperite cu apă, iar la reflux devin emerse. Astfel, insulele Frisice de Sud sunt dune de nisip înecate şi separate de continent în urma mişcărilor recente de scufundare a uscatului. Între ele şi continent se află o zonă acoperită cu apă în timpul fluxului şi emersă în timpul refluxului, numită *watt,* de unde şi denumirea acestui tip de ţărm. Astăzi litoralul este protejat de diguri, în spatele cărora terenul se află sub nivelul mării. Acestea sunt cunoscutele *poldere* (Marschen).

Ţărmurile joase din regiunile ocupate odinioară de gheţarii de calotă seamănă cu nişte câmpii litorale formate din insule, bălţi, canale. Astfel sunt ţărmurile Finlandei sau cele de pe coasta nord-estică a S.U.A., unde morenele frontale închid lagune, iar drumlin-urile sunt mici insule şi peninsule.

Depunerile eoliene pot să genereze –pe lângă dunele de nisip emerse întâlnite pe plaje– dune subacvatice sau parţial emerse, atunci când aceste forme de relief au ajuns în mediul subacvatic.

5.4.2.3. Alte tipuri de ţărmuri

Un tip aparte de peisaj litoral se întâlneşte în regiunile vulcanice, unde ţărmul este format din curgeri de lave sau/şi depuneri de piroclastite. Erupţiile vulcanice din apropierea ţărmului generează depresiuni, care, invadate de apă, devin golfuri mărginite de ţărmuri abrupte. Asemenea peisaje pot fi întâlnite în Islanda, în cazul vulcanilor Mauna Loa şi Kilauea din Hawai.

Alunecările de teren şi prăbuşirile dau ţărmurilor un aspect frământat, cu pachete de strate de roci înclinate invers –în raport cu poziţia iniţială şi contacte anormale. În timp, valurile distrug compartimentul alunecat sau prăbuşit în mare, acţionând direct asupra falezei.

La imaginea peisajului litoral un aport îl au vegetaţia şi animalele. Astfel, pe ţărmurile joase, mlăştinoase din regiunile tropicale se întâlnesc *ţărmurile cu mangrove* (un amestec de arbori şi sedimente), cum sunt cele din Asia de sud-est.

O notă aparte conferă peisajului litoral construcţiile coraligene (*recifi-franj sau litorali, recifi barieră*). Cel mai cunoscut peisaj de acest tip este în nord-estul Australiei, unde Marea Barieră de Corali, care se desfăşoară pe 2300 km lungime. Ea are aspectul unei „culmi" plate, alcătuite din recifi de diferite mărimi separaţi de canale, cu lăţimi care pot ajunge la zeci de kilometri.

Bariere de recifi asemănătoare sunt şi pe ţărmurile Mării Roşii, ale Golfului Guineii, insulele Samoa, Tahiti, Caroline ş.a. Ţărmurile Cubei –mai cu seamă cele ale peninsulelor Guanahacabibes şi Zapata– sunt flancate de recifi fosili (seburoco).

Pe unele ţărmuri joase din regiunile tropicale cresc mangrovele *(ţărmuri cu mangrove)* şi unii palmieri, care, prin sistemul lor de rădăcini şi ramuri intensifică acumularea materialului adus de valuri, maree, curenţi şi râuri.

În Cuba se întâlnesc aproape toate tipurile de ţărm, cu excepţia celor vulcanice şi a fiordurilor, dar se distinge şi un ţărm cu trăsături particulare. El se cheamă *bahias de bolsa* şi este format din golfuri mici cu aspect de

pungă (Havana, Cabanas, Mariel) care au gurile înguste, strâmte, iar interiorul este larg şi lobat, în formă de trifoi. În fundul fiecărui lob se varsă câte un râu, iar de ambele părţi ale canalului de intrare se află promontorii numite *morros*. Acest ţărm s-a format prin invazia cuaternară a apelor oceanice în bazinele fluviale din apropierea litoralului.

5.4.3. Ţărmuri cu delte

Sunt forme de acumulare fluvio-marină şi iau naştere în condiţiile în care mareele şi curenţii litorali sunt incapabili de a mobiliza spre larg materialele transportate de fluvii. Formarea deltelor presupune existenţa unor condiţii favorabile acumulării aluviunilor aduse de râuri şi fluvii: o platformă litorală slab înclinată şi situată la adâncimi reduse, absenţa sau slaba manifestare a mareelor.

Depunerea aluviunilor transportate de fluvii se explică prin faptul că viteza curentului de apă (fluvial) scade brusc la vărsarea fluviilor în mări şi oceane, şi prin aceea că se întâlnesc două medii acvatice cu densităţi diferite (apa marină mai densă decât cea din râuri), precum şi prin formarea unor mici „aglomerate", alcătuite din particule foarte fine prin ionizarea din mediul marin.

Datorită pantei de scurgere foarte redusă, fluviul se împarte în mai multe braţe, ceea ce duce la modificarea condiţiilor de transport şi aluvionare. O parte din materialele transportate se depun, în timpul revărsărilor, de-a lungul malurilor, formând *grinduri longitudinale*, care pot fi străpunse, creându-se noi braţe. Ca urmare, delta este o formă de relief foarte mobilă, datorită faptului că fiecare braţ fluvial se înalţă prin aluvionare, se bifurcă la rândul său, crează o mică deltă. Repartizarea apei pe diferite braţe variază în timp, ceea ce influenţează şi ritmul de dezvoltare a deltei fiecărui braţ. La contactul cu marea sau oceanul o parte din materiale se depun sub forma unor cordoane litorale, care apoi sunt înglobate în deltă formând *grindurile transversale*. Într-o deltă există porţiuni în progres, porţiuni care stagnează şi unele care reculează. Deltele se dezvoltă repede în cazul fluviilor care transportă mari cantităţi de materiale, care depăşesc puterea de împrăştiere şi de eroziune a mării. Astfel, delta fluviului Mississippi creşte anual cu 80 km^2, iar în lungime se extinde în medie cu 5m/an; Delta Padului are un ritm anual de creştere de 12,5 m. Cea mai mare deltă de pe glob este cea a Gangelui şi Brahmaputrei (120 634 km^2), care se termină spre mare printr-o porţiune mlăştinoasă, numită sandarban. Dimensiuni impresionante au şi deltele fluviilor Iangtzî (80 000 km^2), Mekong (70 000 km^2), Irrawaddy (36 000 km^2), Mississippi (30 000 km^2), Lena, Niger, Nil ş.a.

O deltă, odată formată, poate evolua în continuare fie spre o câmpie litorală –în cazul absenţei unor mişcări epirogenetice şi eustatice sau când primele au valori pozitive, iar cele eustatice sunt negative– fie spre un golf, în cazul unei transgresiuni marine.

5.4.3.1. Tipuri de delte

Tipizarea deltelor se face după mai multe criterii.

În raport de poziţia suprafeţei lor cu nivelul apei din bazinele marine şi oceanice sunt *delte emerse* şi *delte submerse sau embrionare.*

Criteriul frecvent folosit pentru tipizarea deltelor este forma lor, care reflectă condiţiile în care ele s-au format (calibrul fluviului, adâncimea mării sau a oceanului, aspectul platformei litorale, intensitatea mareelor şi a curenţilor litorali). Conform acestui criteriu deltele pot fi: *răsfirate, digitale, unghiulare, lobate* şi *barate.*

Delta răsfirată se caracterizează prin numeroase braţe care se ramifică foarte mult, luând aspect de conopidă. Este specifică râurilor care se varsă într-un golf sau în mări liniştite, din care cauză materialul adus se răspândeşte pe o suprafaţă întinsă, iar delta se va dezvolta în lungul ţărmului. O astfel de deltă este cea a fluviului Volga.

Delta digitală se întâlneşte numai în golfurile sau mările ceva mai adânci, iar fluviile au un aport mare de aluviuni. Aceste delte au un canal principal pe direcţia căruia se depune materialul şi numai la vărsare se ramifică în braţe secundare scurte. În acest fel, delta este lungă şi îngustă. Aşa este delta fluviului Mississippi, formată în Golful Mexic, a cărui adâncime mare face ca aluviunile aduse de fluviu să fie depozitate iniţial pe fundul golfului, formându-se o „limbă" de aluviuni pe direcţia de scurgere a curentului principal. Prin clădiri succesive, această „limbă" ajunge la suprafaţă sub forma unei săgeţi litorale.

Delta unghiulară îşi datorează forma faptului că aluvionarea se face pe un singur braţ care este principal, celelalte braţe fiind secundare. Aşa este delta Tibrului. Acest tip de deltă reprezintă o fază de început, căci treptat ea se poate transforma într-o deltă asortată prin dezvoltarea unor braţe laterale, dând un complex de braţe anexate deltei iniţiale.

Delta lobată, cu aspectul unei labe de gâscă, este rezultatul umplerii unor golfuri cu aluviunile aduse de un fluviu. În regiunea deltaică, datorită prznţei grindurilor şi cordoanelor litorale, iau naştere ghioluri, bălţi, lagune, iar râul se răsfiră pe 3-4 braţe. Datorită aluvionării treptate, bălţile şi ghiolurile sunt colmatate, iar vechiul golf se transformă într-un şes aluvionar. În această categorie se înscriu deltele Padului, Dunării, Rhonului, Rinului ş.a.

Asemănătoare ca geneză şi structură cu deltele marine sunt deltele lacustre, care se formează în zonele de vărsare a unor râuri în lacuri, sau în cazul râurilor care traversează lacuri. Astfel, sunt cunoscute Delta Rhonului, formată în Lacul Geneva, Delta Rinului în Lacul Constantza.

5.4.4. Evoluţia peisajului litoral

Valurile, mareele, curenţii etc sunt forţele care modelează uscatul de la întâlnirea cu marea sau oceanul. Şi, ca toţi agenţii subaerieni, şi aceştia luptă pentru uniformizarea reliefului. Căci, iată, valurile atacă vehement ţărmurile

înalte şi crestate, formând faleze cu grote, stâlpi, portaluri şi o plajă îngustă. Cu timpul falezele se retrag, încep să se schiţeze săgeţi şi cordoane litorale care tind să bareze golfurile.

Treptat, promontoriile cu faleze formează un aliniament continuu, golfurile sunt aproape izolate, iar insulele din apropierea ţărmului dispar sub acțiunea valurilor. Apoi golfurile sunt colmatate cu materiale aduse de fluviu şi curenţi, iar cu timpul devin câmpii mlăştinoase. Linia ţărmului se retrage spre interiorul uscatului, iar în cele din urmă ea ajunge la o poziție care corespunde cu linia iniţială a fundurilor de golf. Dispar perisipurile şi celelalte forme de acumulare, cuprinse acum în câmpia sau plaja formată, iar faleza, mult retrasă, se întinde de-a lungul întregului ţărm.

În cazul ţărmurilor joase, lagunele dintre cordoanele litorale şi uscat sunt colmatate şi devin câmpii litorale. Ca urmare, formele litorale specifice (plajă, platforme de abraziune) se găsesc acum mult în interiorul uscatului.

Un exemplu edificator privind evoluţia liniei ţărmului îl găsim chiar la noi în ţară. Cercetările şi ridicările topografice subacvatice au stabilit cu precizie linia ţărmului românesc de la sud de Constanţa, care era foarte sinuoasă, cu numeroase golfuri şi promontorii. Privind figura 37 în care este redat aspectul actual al ţărmului şi cel din antichitate se poate observa cum, într-un interval de timp relativ scurt, ţărmul românesc al Mării Negre a evoluat foarte mult spre uniformizare prin bararea completă a golfurilor, chiar colmatarea unora dintre ele. Astăzi acest sector de ţărm este relativ rectiliniu şi uniform, o parte din fostele golfuri fiind transformate în lacuri litorale (Techirghiol, Siutghiol ş.a.).

Peisajul zonelor litorale



Figura 198. Faleza Câmpiei Nullarbor (Australia)



Figura 199. Faleza Câmpiei Nullarbor (Australia) *(sursa: www.abc.net.au/)*



Figura 200. Calanque, pe ţărmul sudic al Franţei



Figura 201. Ţărm coasta sudica a Sardiniei, Italia



Figura 202. Ţărm cu dune de nisip, Sardinia, Italia



Figura 203. Ţărm cu dune la Oceanul Pacific (Oregon)



Figura 204. Miami Beach, SUA (foto C. Morar)

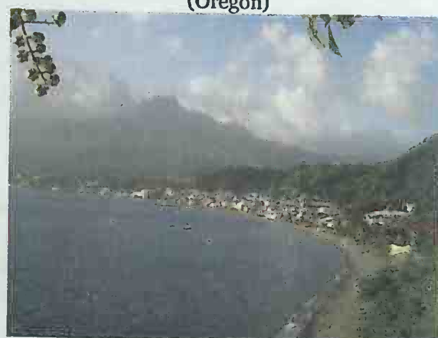


Figura 205. Ţărm la St. Pierre, Martinica,

5.5. GEOPEISAJUL CARSTIC

Unul dintre cele mai pitoreşti peisaje, al cărui inedit este conferit de varietatea şi frumuseţea formelor de relief, este întâlnit în regiunile al căror substrat geologic este alcătuit din calcare sau alte roci care sunt uşor dizolvate de apă. Relieful dezvoltat pe calcare este cunoscut sub numele de carst, termen care defineşte atât formele specifice acestei roci, cât şi procesele şi fenomenele pe care le generează.

5.5.1. Condiţiile formării reliefului carstic

Se pune întrebarea: de ce numai pe calcare se întâlnesc asemenea forme şi pe alte roci nu? Calcarul este în general o rocă dură, rezistentă la eroziune. Are însă două „slăbiciuni": este dizolvat de apa încărcată cu bioxid de carbon şi cu alţi acizi şi prezintă foarte multe crăpături, fisuri şi diaclaze ce uşurează infiltrarea apei în masa rocii. Dizolvarea calcarului de către apa încărcată cu bioxid de carbon, proces cunoscut sub numele de *coroziune*, este dublată de eroziunea mecanică exercitată de cursurile de apă.

În regiunile carstice, dizolvarea rapidă a rocii uşurează infiltrarea apelor şi concentrarea lor în râuri subterane. În aceste condiţii, reţeaua hidrografică este dezorganizată; în schimb, există un bun drenaj subteran care generează grote, galerii, tuneluri în care iau naştere o serie de forme prin depunerea surplusului de rocă dizolvată în apă. La suprafaţa terenului, prin dizolvarea rocilor, rezultă forme specifice, începând cu mici şănţuleţe şi ajungând până la întinse depresiuni carstice.

Dar aceste procese nu sunt singurele care acţionează în calcare, lor alăturânduli-se alterarea biochimică, prăbuşirea, tasarea chimică, sufoziunea.

Amploarea şi *ritmul procesului de carstificare* depind în mare măsură de puritatea, gradul de fisurare şi grosimea stratului de calcar. Întrucât este legat de o anumită rocă, carstul are un caracter intrazonal, fiind întâlnit în toate regiunile globului, pe o suprafaţă 51 milioane km^2. Dacă însă nu peste tot este la fel de bine dezvoltat, aceasta se datoreşte condiţiilor climatice diferite de la un loc la altul.

Dacă roca este, fără îndoială, elementul principal de care depinde carstificarea, trebuie ştiut că şi modul cum sunt dispuse stratele de calcar joacă un rol destul de însemnat în desfăşurarea acestui proces.

În stratele de calcar înclinate sau cutate, apa se infiltrează mai uşor pe planurile de stratificare şi astfel carstificarea este mai rapidă decât pe stratele aşezate orizontal. În unele locuri roca este dezgolită, fiind supusă direct acţiunii apei. În altele însă ea este acoperită de diferite formaţiuni sau de sol. Cu cât aceste formaţiuni sunt mai groase şi mai impermeabile, cu atât apa pătrunde mai greu la roca carstificabilă, iar procesul carstic va decurge mai anevoios. În locurile în care solul sau scoarţa de alterare sunt groase, apa din

precipitaţii se infiltrează mai greu, o parte este chiar reţinută. Astfel ea ajunge în cantităţi mici în masa de calcar, carstificarea decurgând lent.

Dar să nu uităm că formele carstice sunt totuşi rezultatul *acţiunii apei asupra calcarului*. Ea dizolvă, uneori erodează şi transportă rocile solubile şi tot din ea apoi se precipită şi se depune, în alte locuri şi sub alte forme, o parte din materialul transportat în disoluţie.

Acţiunea apei asupra calcarului sporeşte o dată cu conţinutul său în bioxid de carbon, care poate proveni din atmosferă, din diferite procese biochimice şi din interiorul Pământului. S-a constatat că prezenţa în apă a bioxidului de carbon creşte invers proporţional cu temperatura ei, ceea ce explică agresivitatea mai mare a apei din regiunile reci (de cca 4 ori) decât a celei din regiunile temperate. Cu toate acestea, carstificarea este foarte intensă în regiunile temperate, tropicale, umede şi subecuatoriale. Aici, pe lîngă CO_2, care rezultă în cantităţi destul de mari din procesele de descompunere biochimică, apa conţine şi numeroşi acizi care sporesc procesul de coroziune. Totul depinde de apă, de conţinutul ei în CO_2. Or aceasta este în funcţie de condiţiile climatice, asupra cărora vom reveni.

Dar chiar şi în aceleaşi condiţii climatice cantitatea de apă ajunsă pe rocile carstificabile nu este aceeaşi. Pe suprafeţele plane sau uşor vălurite toată apa din precipitaţii se infiltrează, pe când pe pante o bună parte se scurge spre albia râurilor.

Prin *procesele biochimice din litieră* (descompunerea materiei organice, formarea humusului şi a altor acizi), prin dezvoltarea sistemului de rădăcini, care lărgesc fisurile şi crăpăturile existente, facilitând pătrunderea apei, vegetaţia accelerează carstificarea.

Pe de altă parte însă *pădurea* frânează acest proces, deoarece ea reţine pe coronament o parte din precipitaţiile care cad, favorizează evapotranspiraţia şi împiedică evacuarea scoarţei de alterare formată, care, impermeabilizându-se, reduce infiltrarea apei.

5.5.2. Circulaţia apei în calcare

În regiunile carstice, locul circulaţiei de suprafaţă a apelor, foarte dezorganizată datorită infiltraţiei, este luat de drenajul subteran. Apa se întâlneşte aici peste tot; atât sub formă de pânză la baza masei de roci carstificabile, cât şi sub forma unor cursuri subterane. Dacă circulaţia apei din râuri este legată, de un nivel de bază general, nu acelaşi lucru se poate spune în cazul calcarelor, deoarece aici circulaţia apei se face prin sistemul sifonajului, care permite o adâncire continuă a cursurilor de apă subterane până la baza depozitelor carstificabile, unde se formează un *nivel de bază* carstic, independent de nivelul râurilor principale sau de cel al mării. Nivelul de bază carstic prezintă variaţii la distanţe apropiate între mase de roci diferite, uneori, în masa de calcare se găseşte un strat de roci impermeabile, care formează un nivel limită al acumulării apelor de deasupra sa şi împiedică dezvoltarea carstului în masa de rocă situtată sub el.

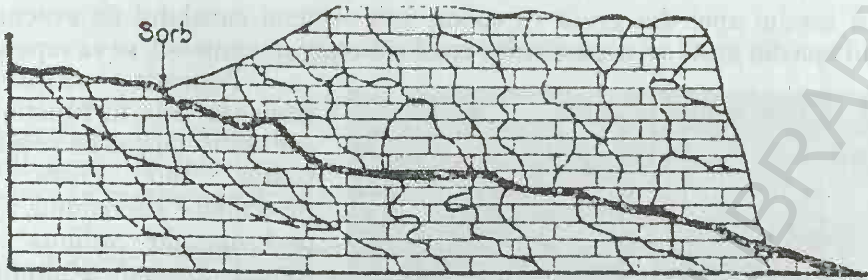


Figura 206. Sorb, locul de infiltrare subterană a unui curs de apă subaerian

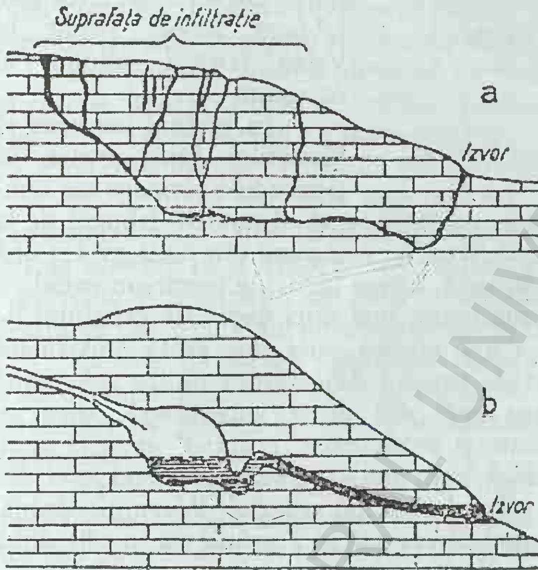


Figura 207. Izvoare în carst:
a – izvor continuu ascendent; b – izvor intermitent.

De multe ori, râurile care ajung într-o regiune carstică se „pierd" în roca intens fisurată, dispărând în subteran. Locul unde se produce infiltrarea cursului de apă superficial poartă numele de *sorb* (fig. 206).

Împreună cu celelalte ape de infiltraţie, prove-nite din precipitaţii, aceste râuri dispărute formează cursuri de apă subterane, care, după ce străbat masivul calcaros, apar din nou la zi sub formă de *izvoare* (fig. 207), unele cu debite foarte bogate. Aşa sunt izvoarele din Munţii Vâlcan (Runcu, Prajelelor, Pătrunsa), din care se alimentează cu apă oraşul Tîrgu Jiu. Unele izvoare sunt efemere sau ocazionale şi apar după ploi abundente sau după topirea zăpezilor. Foarte interesante sunt izvoarele cu activitate intermitentă sau periodică, în care apa iese la suprafaţă sub forma unor erupţii ce succed la intervale regulate de timp. Un astfel de izvor intermitent, denumit şi *izbuc* (fig. 208), se compune dintr-o grotă şi două canale: unul de alimentare şi unul de evacuare. Ultimul din canale, la ieşirea din grotă, are o ramură ascendentă, iar apoi o parte descendentă, în aşa fel încât, apa circulă în întreg acest sistem pe principiul sifonajului.

Funcţionarea unui asemenea izvor este relativ uşor de înţeles. Apa de infiltraţie pătrunde prin fisurile din calcare şi ajunge fie în grotă, fie în canalul de alimentare şi de aici în grotă, unde se acumulează până în momentul în care nivelul ei depăşeşte curbura sifonului, moment în care apa începe să curgă afară pe principiul sifonajului. Curgerea apei durează până

când nivelul apei din grotă va coborî sub orificiul canalului de evacuare. Când apa din grotă va depăşi iarăşi cotul sifonului, fenomenul se va repeta.



Figura 208. Izbucul Izbândiş (Munţii Pădurea Craiului)

Perioada activă a izbucului este în funcţie de cantitatea de apă ce se poate scurge din grotă pe principiul sifonajului, iar perioada de „odihnă" de timpul necesar acumulării apei până la nivelul sifonului. Un astfel de izvor este Izbucul Bujor, situat în Valea Poşăgii, afluent al Arieşului.

În platoul calcaros al Vaşcăului funcţionează în perioadele ploioase ale anului un izbuc dublu, ocrotit de lege, ca monument al naturii. Izbucul de la Ponoare, căci aşa se numeşte acest izvor, se compune din două grote: una mare superioară şi alta mică, inferioară, legate între ele printr-un canal cu aspect de sifon, ale cărui dimensiuni sunt mai mici decât ale canalului de evacuare din grota inferioară. Când nivelul apei din grota superioară depăşeşte cotul sifonului format de canalul de legătură dintre cele două grote, se declanşează scur-gerea apei din grota supe-rioară, ceea ce determină umplerea celei inferioare şi producerea „erupţiei" apei. O nouă „erupţie", de intensitate mai redusă însă, are loc după ce nivelul apei din grota inferioară a depăşit cotul sifonului. După o astfel de erupţie dublă, urmează o repriză de calm în timpul căreia apa se acumulează în cele două grote. Apoi fenomenul se reia cu regularitale.

Un tip aparte de izvoare intermitente îl reprezintă *estavelele,* care funcţionează în perioadele cu apă puţină ca şi ponoarele (locuri de infiltrare a apei), iar în perioadele ploioase apa debuşează pe orificiul ponorului sub formă de izvor. La noi în ţară sunt cunoscute estavelele: Ponoarele din Podişul Mehedinţi şi Ţarina din Platoul Calcaros al Vaşcăului.

Izvoarele permanente sunt legate de zona de profunzime. După locul şi modul de apariţie, ele sunt de mai multe feluri. Unele dintre ele sunt ascendente, au un debit şi sunt denumite –după izvorul Vaucluse din Dauphiné– *izvoare vocluziene.* Alteori cursurile subterane debuşează sub nivelul mării, formând *izvoarele submarine* întâlnite pe ţărmul adriatic, în Peloponez şi în alte părţi. Locul lor de apariţie se recunoaşte prin schimbarea culorii apei şi prin producerea unor bolboroseli.

Pe ţărmul croat al Mării Adriatice se întâlnesc aşa-numitele *mori de apă,* izvoare submarine ascendente formate din apele dulci ale cursurilor subterane din carst amestecate cu apa mării, care pătrunde prin crăpături şi fisuri în golurile subterane.

5.5.3. Forme carstice

Formele carstice se împart, după poziţia lor în raport cu suprafaţa topografică, în forme de suprafaţă (exocarst) şi forme de adâncime (endocarst). În interiorul acestor două mari grupe, formele carstice se clasifică în funcţie de geneză şi dimensiuni.

5.5.3.1. Formele carstice de suprafaţă

Pe suprafaţa masivelor calcaroase, mai cu seamă pe cele neacoperite cu sol sau vegetaţie, apa a modelat numeroase şi variate forme, începând cu mici şănţuleţe de câţiva centimetri până la depresiuni întinse. Ele reprezintă *formele carstice de suprafaţă* sau *exocarstul.*

Am văzut că şiroirea formează pe versanţii alcătuiţi din roci moi rigole şi ravene. Asemănătoare cu acestea, pe calcare, sunt *lapiezurile* sau *karren* (fig. 209), reprezentând un microrelief de caneluri, şanţuri şi creste rezultate în urma coroziunii şi a eroziunii efectuate de apele superficiale.

În acţiunea sa, apa este ajutată de diaclazele, fisurile şi chiar porozitatea rocii, care-i facilitează pătrunderea în masa calcarului. De multe ori se observă că orientarea lapiezurilor este dirijată de fisurile din masa calcarelor şi mai puţin de panta terenului. Aceasta însă nu înseamnă că fisurarea este o condiţie indispensabilă formării lapiezurilor.

Zăpada facilitează formarea lapiezurilor, fapt ce explică frecvenţa acestor microforme carstice în regiunile cu zăpezi prelungite. Dar, spre deosebire de şiroirea apei, care le adânceşte, zăpada rotunjeşte şi lărgeşte lapiezurile.

Unele lapiezuri seamănă cu nişte canale neregulate şi înguste, despărţite de creste, altele sunt în formă de dinţi sau de şanţuri în spirală, de toc sau de meandre, de cupe separate de domuri, în funcţie de eterogenitatea şi tectonizarea rocii, de panta terenului şi de alţi factori. Când sunt mai mari, între şanturi rămân mici creste cu aspect de lame sau de piloni, denumite *carene.*

La început, lapiezurile sunt mici şănţuleţe dispersate, care o dată cu intensificarea eroziunii şi a coroziunii, încep să se dezvolte dirijându-se în funcţie de pantă şi fisurarea rocii. Treptat, încep să apară canalurile, şanţurile, crestele dintre ele, alveolele şi alte forme specifice reliefului de lapiezuri. La Oucane de Chabrières, în Franţa, pot fi văzute lapiezuri gigante, adevărate şanţuri adânci de 25 m. În unele locuri lapiezurile sunt atât de multe şi de dese încât formează adevărate câmpuri de lapiezuri. Dar, cu timpul, acelaşi agent care le-a generat, apa, are „grijă" să le şi umple cu sol sau alte materiale pe care începe să se fixeze vegetaţia şi astfel lapiezurile devin fosile.

Lapiezuri se pot forma şi în interiorul peşterilor (lapiezuri subterane) în aceleaşi condiţii ca şi cele de suprafaţă.

Frumoase câmpuri de lapiezuri sunt în regiunea Sanetsch (Franţa), unde ele ocupă suprafeţe considerabile: Lapis de Tsau Fleuron (9 km^2), Lapis de Bou, Lapis de Faye.



Figura 209. Câmp de lapiezuri (Cornetu Mare, Mehedinţi; *sursa: www.ponoarele.ro*)

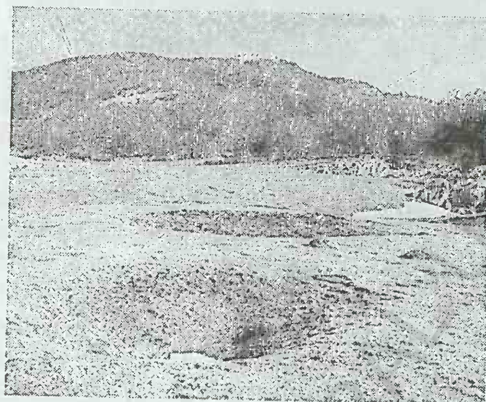


Figura 210. Dolină la Zece Hotare (Munţii Pădurea Craiului)

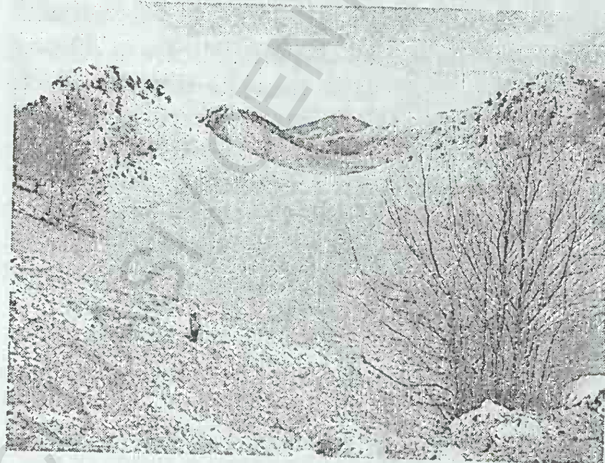


Figura 211. Vale de doline

În ţara noastră microrelief de lapiezuri se întâlneşte pe calcarele din Munţii Bihor, Munţii Pădurea Craiului, Munţii Trascău, Munţii Codru-Moma, Podişul Mehedinţi, Munţii Aninei şi Munţii Vâlcan. Câmpurile de lapiezuri însă sunt puţine la număr şi reduse în suprafaţă, cele mai semnificative fiind cele din Platoul calcaros al Vaşcăului, Câmpul din jurul Cheilor Runcului din Munţii Vâlcan şi cel din carstul de la Caraşova din Munţii Aninei sau cele din Muntele Domogled.

Asemănătoare lapiezurilor, însă mult mai adânci şi separate „de creste şi vârfuri înguste", sunt formaţiunile tsangy din platoul calcaros Ankarana din Madagascar dezvoltate în calcare moi, cretoase.

Suprafaţa platourilor carstice este „ciupită" de numeroase „gropi" cu aspect de pâlnie care au

contur circular sau oval. Acestea sunt *dolinele* (fig. 210, 211), al căror diametru poate oscila între cîţiva metri şi 150-200 m, iar adâncimea lor ajunge uneori până la câteva zeci de metri. La formarea dolinelor participă coroziunea, sufoziunea, tasarea, prăbuşirea, deosebindu-se astfel: doline de coroziune superficială, doline de tasare sau pâlnii carstice şi doline de prăpuşire (doline-puţ sau microavene). Pe fundul unor doline aflate în stadiul de tinereţe se poate găsi un sorb sau ponor, care cu timpul este anastomozat prin acumularea diferitelor materiale impermeabile. În timpul ploilor bogate sau primăvara când se topeşte zăpada, apa se adună în doline formând mici lacuri sau bălţi cu caracter efemer.

Adâncimea şi forma dolinelor, precum şi înclinarea pereţilor lor depinde de intensitatea disoluţiei pe verticală, care dirijează amploarea „scufundării" şi efectul dizolvării superficiale. Predominarea dizolvării pe verticală generează doline adânci, cu pereţi puternic înclinaţi, pe când dizolvarea în suprafaţă duce la formarea dolinelor puţin adânci, evezate, cu pereţi slab înclinaţi şi cu aspect de farfurie.

Unele doline sunt simetrice, altele sunt asimetrice, unele sunt simple iar altele complexe.

Pe fundul sau pe pereţii unor doline evoluate se formează alte doline mai mici, secundare sau adventive.

Uneori, dolinele sunt dispuse în lanţ, dând naştere aşa- numitelor *văi de doline (fig. 211)*. În absenţa ero-ziunii fluviale, văile de doline se află suspendate faţă de văile râurilor. Circulaţia apei în cadrul văilor de doline se produce subteran, după legile circulaţiei apei în carst. În Munţii Pădurea Craiului, pe platoul Scărişoara, unde apele de suprafaţă lipsesc, se află un număr impresionant de doline, unele dispuse în văi de doline. Pragurile dintre dolinele mari sunt împădurite, iar fundul dolinelor este folosit pentru păşuni, fâneţe şi diferite culturi agricole.

Dolinele apropiate se unesc cu timpul între ele şi astfel rezultă o depresiune cu contur circular, oval sau lobat, denumită *uvală*. Resturile pereţilor care separau fostele doline rămân sub forma unor martori de eroziune. Treptat-treptat, coroziunea, eroziunea si alte procese reduc tot mai mult aceste de „denivelări", iar fundul uvalelor devine uniform. În perioadele ploioase sau în timpul topirii bruşte a zăpezilor, uvalele, ca şi dolinele, pot fi inundate cu apă şi transformate în mici lacuri temporare.

În regiunile calcaroase în care procesele carstice sunt foarte avansate se întâlnesc adevărate depresiuni lungi de zeci de kilometri şi largi de câţiva kilometri. Acestea sunt *poliile,* pe fundul cărora se găsesc numeroase izvoare, lacuri temporare, cursuri de apă meandrate, martori de eroziune.

Nu toate poliile sunt însă urmarea proceselor specifice carstului. Unele sunt de natură tectonică, fiind dezvoltate pe grabene, sinclinale sau pe linii rupturale. Aşa este Polia Popovo. Spre deosebire de acestea, *poliile* de *sufoziune* se formează în regiunile puternic tectonizate, cu precipitaţii bogate. Alte polii iau naştere prin unirea uvalelor sau a grupurilor de doline mari, dar acestea au dimensiuni reduse. De asemenea, prin prăbuşirea tavanului unor peşteri evoluate pot rezulta polii restrânse. Cele mai

numeroase sunt însă poliile a căror geneză este complexă, la formarea lor luând parte scurgerea superficială şi cea subterană, prăbuşirea tavanului unor peşteri, evoluţia versanţilor şi o serie de alţi factori.

În timpul ploilor bogate, unele polii sunt inundate şi transformate în lacuri temporare, în timp ce altele rămân uscate tot timpul. Mult mai rare sunt poliile în care sunt cantonate lacuri permanente, aşa cum este lacul Okeechobee din Peninsula Florida.

Urmând poteca ce ne duce de la cabana Padiş spre Cetăţile Ponorului, vom ajunge într-o poiană frumoasă, cu o apă cristalină, înconjurată de culmi înalte şi împădurite. Este Poiana Ponor, una dintre cele mai tipice polii din ţara noastră. La un capăt al său, la baza unui abrupt de stânci, se află Izbucul Ponor, prin care reapar la zi apele care s-au infiltrat în Padiş. Cursul de apă străbate întreaga polie, formând numeroase meandre, pentru ca după cca 300 m de la izbuc să dispară printr-un sistem de sorburi. Primăvara, în timpul topirii zăpezii şi al ploilor bogate, sorburile nu pot drena toată apa şi atunci polia devine pentru un timp un lac cu ape liniştite.

În porţiunile în care calcarul este intens tectonizat, coroziunea şi prăbuşirea duc la formarea unor puţuri adânci denumite *avene*. Cu contur circular sau oval, mărginite de pereţi abrupţi, avenele au adâncimi ce variază de la câţiva metri la câteva sute de metri.

Unele avene se termină printr-o fisură, altele printr-un „fund de sac", printr-o sală sau o galerie. Totul depinde de coroziune; dacă ea se manifestă cu aceeaşi intensitate pe toţi pereţii avenului acesta capătă aspectul unui fund de sac. De multe ori, însă, coroziunea este predominantă într-o direcţie şi atunci se formează *avenele-peşteri*. În unele avene s-a acumulat gheaţă, formând *avene cu gheaţă*, aşa cum sunt cele de la Scărişoara, Focul Viu, Borţig (Munţii Apuseni).

Alte avene comunică cu cursuri de apă subterană. În acest caz avenul se poate termina printr-o deschidere largă sau alteori partea sa terminală este îngustă, trecând într-un sistem de săli care comunică între ele prin fisuri. În această categorie pot fi incluse şi avenele care alcătuiesc Cetăţile Ponorului din platoul calcaros al Padişului. Cetăţile Ponorului reprezintă, fără îndoială, cea mai importantă formaţiune carstică din ţara noastră, constituită din trei avene mari şi adânci, unite între ele şi terminate într-un curs subteran. Peretele de vest al primului aven este perforat şi în el se deschide un portal înalt de 70 m, prin care se poate trece în cel de-al doilea aven. Cu un contur aproape circular, acesta este mărginit de pereţi abrupţi ce depăşesc 200 m înălţime. Cel de-al treilea aven, separat de celelalte două, este şi cel mai mare. La partea inferioară a acestor avene curge un râu subteran cu numeroase cascade, praguri, lacuri, ce nu reprezintă altceva decât apa infiltrată prin sorburile din Poiana Ponor, care reapare apoi definitiv la zi în Izbucul Galbenei.

Dintre numeroasele avene care se găsesc în Munţii Apuseni, doar şapte au adâncimi de peste 100 m: Şesuri 217 m; avenul Gheţarului Barsa 150 m, avenul Gheţarul Scărişoara 130 m, Peştera Neagră din Borşa 110 m, Avenul Negru 108m, avenul din Bătrâna 100 m, Ponorul Sohodol 100 m. În unele

dintre acestea se păstrează blocuri de gheaţă fosilă, sporindu-le astfel atât interesul turistic, cât şi cel ştiinţific. Aşa sunt Avenul Borţig, Avenul Focul Viu, Avenul de la Scărişoara (cu un volum de gheaţă de cca 50 000 m^3), Gheţarul de la Barsa, toate constituind monumente ale naturii şi ca atare puse sub ocrotirea legii.

Unul dintre cele mai mari avene din lume este El Sotano din Mexic. Adânc de 410 m, este uşor de văzut de departe, deoarece intrarea sa are 420 m lungime şi 210 m înălţime. În aceeaşi regiune în care se află El Satano au mai fost descoperite alte 35 avene, din care se apreciază că cel puţin 3 au peste 200 m adâncime. În Grecia, avenul Provatina are 392 m, iar în Franţa Gouffre Aphanicé, 328 m. Avene adânci se mai întâlnesc în Spania (Sima de la Pena Blanca, 302 m, Torea del Vivero, 277 m ş.a.), în Italia (Abisso Enrico Revel, 316 m, Il Cravattone, 224 m), în Iugoslavia (Brezno na Leupa, 277 m, Kacna Jama, 213 m) şi în alte ţări.

5.5.3.2. Văile din regiunile carstice

Unul dintre punctele de mare atracţie din regiunile calcaroase sunt văile. Reţeaua hidrografică de aici suferă dese remanieri prin captare sau autocaptare, râurile se pierd brusc sau reapar la suprafaţă la fel de spontan cum au şi dispărut. Datorită acestor particularităţi ale circulaţiei apei în calcare, văile îmbracă aspecte specifice, diferite faţă de regiunile necarstice.

Uneori, râurile se „termină” brusc la baza unui perete calcaros, unde apa lor se infiltrează în adâncime prin intermediul unui sorb. O dată cu aceasta dispare şi aspectul de vale întâlnit în amont, astfel că valea este „închisă” la partea frontală de un perete calcaros. O asemenea vale este numită *vale oarbă* (fig. 212). În timpul ploilor abundente sau al topirii rapide a zăpezilor, datorită faptului că prin sorb nu poate fi evacuată întreaga cantitate de apă provenită, aici se formează mici lacuri temporare. O asemenea vale este cea care curge prin frumoasa polie Poiana Ponor din Munţii Bihorului.

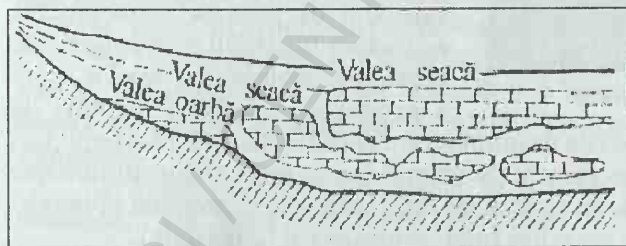


Figura 212. Văi seci şi văi oarbe

În calcare sunt foarte frecvente *văile seci* sau *sohodolurile* (fig. 212), lipsite de un curs de apă. Un timp, prin aceste văi a curs un râu, dar apoi prin infiltrare a avut loc captarea subterană parţială şi apoi totală a cursului de apă. Cu timpul, văile seci se degradează prin apariţia dolinelor, dispuse pe aliniamentul lor.

Cele mai interesante sunt însă *cheile* (fig. 213), văi înguste, cu versaţii puternic înclinaţi, uneori verticali şi cu surplombe, al căror, fund este ocupat de o apă curgătoare. Fundul văilor, în sectoarele de chei, are o pantă accentuată, cu numeroase praguri, repezişuri, mici cascade. Cheile păstrează

foarte bine meandre încătuşate, iar procesul de evorsiune sculptează pe fundul albiilor marmite laterale şi de fund.

La formarea cheilor conlucrează mai multe procese: epigeneza, antecedenţa, captarea carstică de suprafaţă şi de adâncime, prăbuşirea tavanului unor peşteri. Un exemplu în acest sens îl constituie *Cheile Bicazului* (fig. 213), sculptate pe o lungime de aproape 8 km în calcare şi conglomerate calcaroase.

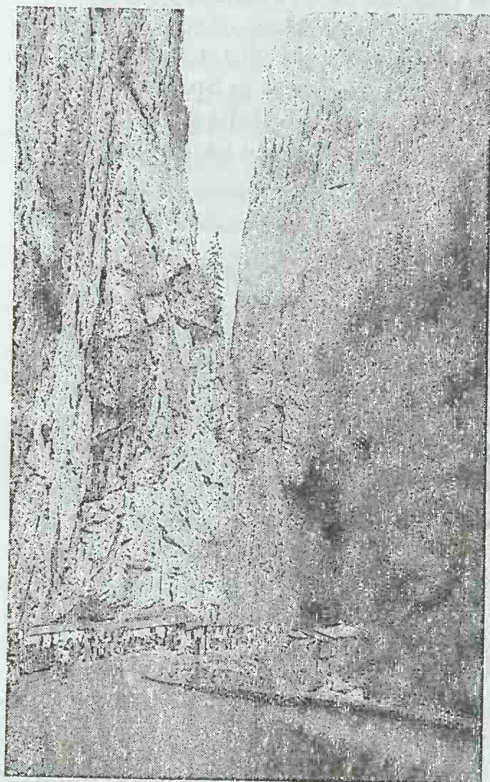


Figura 213. Cheile Bicazului



Figura 214. Valea Crişului Repede între Vadu Crişului şi Şuncuiuş (Munţii Pădurea Craiului)

La formarea acestui sector de vale atât de pitoresc au conlucrat adâncirea Bicazului prin epigeneză, circulaţia subterană a apelor, care a produs şi o serie de captări de suprafaţă, precum şi prăbuşirile de amploare. Prin sălbăticia şi pitorescul lor, Cheile Bicazului (fig. 213) se înscriu pe primul loc în seria văilor numeroase de acest tip din ţara noastră. În primul sector, „Între Chei", şoseaua abia reuşeşte să se strecoare printre versanţii înalţi şi abrupţi ai Suhardului.

După aproximativ 2,5 km, valea se lărgeşte puţin, dând parcă răgaz Bicazului să-şi adune forţele pentru lupta cea mare care-l aşteaptă peste puţin timp. Este sectorul denumit „Poliţele Bardo-sului", străjuit de Piatra Altarului sau Turnul Bardosului, în care Bicazul primeşte afluentul său, Lapoşu. De aici în jos, râul se angajează într-o luptă crâncenă cu muntele, valea sa are abia câţiva metri lăţime, iar versanţii ce o mărginesc se ridică vertical, uneori chiar cu surplombe, cu peste 300 m deasupra firului năvalnic de apă. Acesta este „Gîtul Iadului".

Dar nu numai Bicazul are chei, ci şi afluenţii săi, care s-au adâncit în aceeaşi masă calcaroasă jurasică. Pe stânga, Cupaşul, Lapoşul şi Şugăul, ca să se poată vărsa în Bicaz, au trebuit să străbată mai întâi masa de calcare, în care au săpat chei frumoase şi sălbatice. Dintre toate însă se detaşează cele ale Şugăului, înalte de câteva sute de metri şi late doar de 4-5 m. Albia râului este o înşiruire de marmite din care apa sare dintr-una într-alta într-un joc zglobiu şi amuzant. Pe dreapta văii Bicazului este o succesiune de chei (Trei Fântâni, Duruitoarea, Firideului), în spatele cărora se află sectoare mai largi, modelate în roci mai puţin rezistente la eroziune. Pentru frumuseţea peisajului –îmbogăţit şi de Lacu Roşu, ca şi de vegetaţie, unde se întâlneşte floarea de colţ– aici a fost creată o rezervaţie pe o suprafaţă de aproape 1000 ha.

În Munţii Trascăului, toate râurile care intersectează platourile sau masele calcaroase izolate au generat sectoare de chei înguste. Aşa sunt Cheile Turzii, Cheile Aiudului, ale Râmeţului, ale Galdei, alături de care se înscriu şi alte chei mai puţin cunoscute: ale Ampoiţei, ale Albinii, ale Bihorţului, ale Tecşeştilor, ale Cetii, ale Feneşului şi multe altele. Dintre toate însă cheile Turzii sunt cele mai spectaculoase şi mai cunoscute, formate prin adâncirea unui mic râu, Hăşdate, în culmea calcaroasă a Petreştilor, prelungire a Munţilor Trascăului spre nord. Ca o despicătură adâncă de 350 m şi lungă de 3,5 km, Cheile Turzii sunt mărginite de versanţi abrupţi, cu mici creste zimţate, turnuri, stâlpi, ace şi trene groase de grohotiş la bază. Cele cinci niveluri de peşteri identificate deasupra cursului actual al apei sunt dovezi ale adâncirii ritmice a Hăşdatelor în funcţie de coborârea nivelului de bază din Podişul Transilvaniei. Peşterile nu sunt lungi, dar păstrează numeroase dovezi ale evoluţiei vieţii (resturi de animale), cât şi urme ale unor culturi foarte străvechi (cultura prund, cea musteriană, apoi din epocile bronzului şi fierului). Toate aceste elemente cât şi altele de ordin floristic au determinat crearea unei rezervaţii de 12 ha.

În Munţii Bihor şi în Munţii Pădurea Craiului se întâlnesc unele dintre cele mai sălbatice şi totodată cele mai pitoreşti chei. Aşa sunt Cheile Someşului Cald, Valea Sighiştelului, Cheile Galbenei, Cheile Roşiei etc.

Pe latura de sud a Carpaţilor Meridionali râurile care traversează barele calcaroase ale Munţilor Mehedinţi şi Vâlcan au sculptat văi înguste cu aspect de chei, cum sunt ale Runcului, Tismanei, Sohodolului, Olteţului, Bistriţei.

Pe valea superioară a Cernei, la cca 40 km de Băile Herculane, se desfăşoară un scurt dar foarte interesant sector de cheie. Sunt Cheile Corcoaia, declarate rezervaţie naturală pentru pitorescul şi interesul lor ştiinţific. Valea foarte îngustă a Cernei este mărginită aici de versanţi verticali în care se deschid numeroase peşteri (22), iar pe fundul său sunt săpate marmite uriaşe.

Din circuitul celor dornici să cunoască Munţii Bucegi nu poate lipsi frumoasa vale superioară a Ialomiţei, o succesiune de chei săpate în calcare jurasice. Aşa sunt Cheile Urşilor, cele ale Tătarului, Cheile Mari şi Cheile Mici, ale Zănoagei sau ale Orzei. Şi nu departe de aici, Dâmboviţa, Cheia şi Ghimbavul au sculptat şi ele în aceleaşi calcare jurasice o serie de chei, pe

alocuri cu versanţi verticali şi atât de apropiaţi încât apa ocupă tot fundul văii. Doar Cheile Dâmbovicioarei, şi ele cu un farmec aparte, sunt străbătute de o şosea, uşurând, astfel accesul turiştilor.

Pe Glob, unele dintre cele mai impresionante chei sunt în Munţii Atlasul Superior: ale râului Dadès, adânci de 500 m şi cele ale râului Todra, mărginite de pereţi verticali de peste 300 m.

În Australia, râurile din Munţii Hamersley au sculptat peste 20 de sectoare de chei (Weano, Hancock, Joffre şa).

Impresionante prin frumuseţea, dar mai cu seamă prin dimensiunile lor sunt cheile fluviului Yangtze (Qutang, de 8 km, Wu, de 70 km, Xiling, de 75 km).

5.5.3.3 Formele carstice de adâncime (endocarstul)

Forme rezultate în urma disoluţiei

Apa se infiltrează în masivele calcaroase şi creează –prin coroziune, eroziune şi transport– goluri subterane de forme şi dimensiuni diferite, în funcţie de gradul de fisuraţie şi de omogenitatea rocii, de intensitatea circulaţiei apei şi de conţinutul ei în bioxid de carbon. Aceste goluri subterane formează *peşterile,* în interiorul cărora, datorită acţiunii complexe a apei şi prin precipitare, iau naştere o serie de microforme: lapiezuri, stalagmite, stalactite, coloane ş,a.

Lungimea şi volumul peşterilor sunt foarte diferite. Se cunosc astăzi peşteri a căror lungime este de ordinul zecilor sau al sutelor de kilometri (Mammouth Caves, 296 km; Holloch, în Alpii elveţieni, 120,5 km ş.a.).

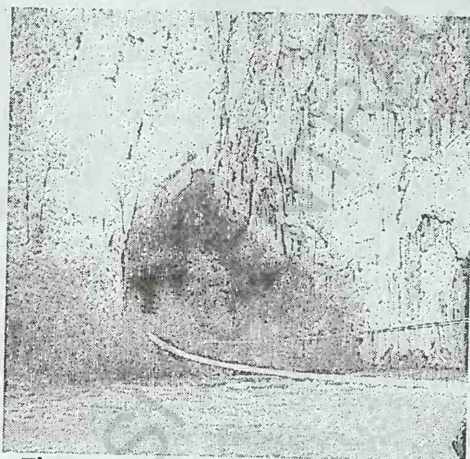


Figura 215. Peştera Ungurului (intrarea) din Munţii Pădurea Craiului)



Figura 216. Peştera Postojna (interior) din Slovenia (sursa: www.viaggincroazia.com/)

Clasificarea peşterilor se face după mai multe criterii, în funcţie de complexitatea lor, circulaţia apei şi a aerului în ele, de poziţia gurii lor şi de alţi factori. Unele peşteri sunt simple, fiind formate dintr-o singură galerie scurtă; cele mai obişnuite au o galerie principală, modelată de un curs de apă, în care se deschid o serie de galerii secundare sau adventive, denumite

diverticole. Peşterile complexe sau *sistemele de peşteri* sunt formate din mai multe galerii polietajate, din care numai în galeria inferioară se găseşte un curs de apă permanent sau în timpul viiturilor, galeriile superioare fiind fosile. Aceste peşteri au cele mai mari lungimi, fiind mai cunoscute Carlsbad (Mexic), Postojna (fig. 216) ş.a. La noi în ţară, din această categorie fac parte peşterile Meziad, Topolniţa ş.a.

Un alt criteriu de clasificare a peşterilor este *circulaţia apei* în ele. Se deosebesc în primul rând *peşteri cu apă,* în care există un curs de apă, cum sunt la noi în ţară: Meziad, Peştera Vântului, Peştera Ungurului (fig. 215), Peştera Bolii, Isverna, Tismana etc; *peşteri mixte,* cu şi fără apă: Gura Plaiului, Cloşani, Peştera Mare ş.a.; *peşteri uscate,* care nu au apă, aşa cum sunt cele din Dobrogea (Peştera Liliecilor şi Peştera Fetii ş.a).

În funcţie de poziţia gurii peşterii faţă de restul cavităţii, peşterile se împart în: *ascendente* (gura peşterii se află în partea de jos a cavităţii), *descendente* (gura peşterii este situată la partea superioară a cavităţii) şi *peşteri orizontale.*

În funcţie de temperatura aerului din ele, peşterile pot fi *calde* (cele ascendente), *reci* (cele descendente) şi *calde* şi *reci* (a căror temperatură este în funcţie de anotimp şi de circulaţia aerului în ele). În general, însă, peşterile se caracterizează prin temperaturi relativ constante în tot timpul anului.

Unele dintre aceste goluri subterane, care alcătuiesc peşterile, au aspectul unor canale formând aşa-numitele *galerii, coridoare* şi *diverticole.* Forma în plan şi dispunerea lor, uneori polietajată, sunt consecinţe ale evoluţiei reţelei hidrografice subterane. Cele mai impresionante sunt însă *sălile* – mari goluri subterane a căror înălţime ajunge la 50-60 metri, uneori chiar la 100 m, iar diametrul lor variază de la câteva zeci de metri până la 200 m. Cea mai mare sală cunoscută are 500 m lungime, 230 m lăţime, 125 m înălţime şi se află într-o peşteră din Spania. Aproape toate peşterile dezvoltate au una sau mai multe săli de forme si dimensiuni diferite. La formarea si dezvoltarea lor concură mai mulţi factori: predispoziţia tectonică şi litologică a masivului respectiv, circulaţia apelor subterane, prăbuşirile. În interiorul sălilor se găsesc de obicei numeroase forme de precipitare, iar la partea lor superioară pot exista unul sau mai multe hornuri prin care pătrunde apa şi diferite materiale.

Eroziunea şi coroziunea dau naştere în peşteri unor forme interesante: mici terase în rocă, lapiezuri de peşteră, stâlpi de eroziune sau pilieri, marmite, balcoane, arcade.

Forme rezultate în urma precipitării Ca CO_3

La contactul cu aerul din peşteră, bicarbonatul de calciu trece în carbonat de calciu, apă şi Co_2. Carbonatul de calciu se depune pe tavanul, pe pereţii sau pe podeaua peşterilor, rezultând prin acumularea sa multimilenară forme deosebit de interesante.

Cele mai cunoscute şi mai caracteristice forme de tavan sunt *stalactitele* (fig. 219, 220g, 220h). Ele au un aspect conic, cu un canal interior prin care apa se prelinge spre vârful lor. Sunt situate la partea

terminală a unei fisuri în rocă, prin care circulă apa. Lungimea stalactitelor variază de la câţiva centimetri la câţiva metri, iar diametrul lor are valori cuprinse între câţiva centimetri şi câteva zeci de centimetri. În funcţie de impurităţile existente în calcar şi de prezenţa unor elemente ca fier, mangan, magneziu, culoarea stalactitelor este foarte diferită, de la alb-lăptos la roşu sau brun.

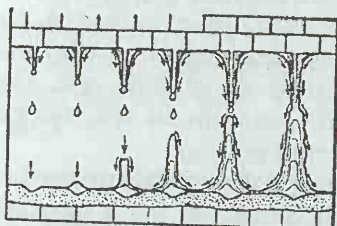


Figura 217. Formarea coloanelor (M. Bleahu, 1974)

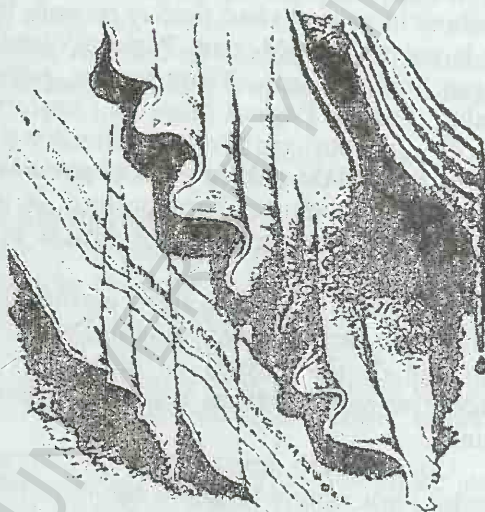


Figura 218. Văluri (M. Bleahu, 1974)

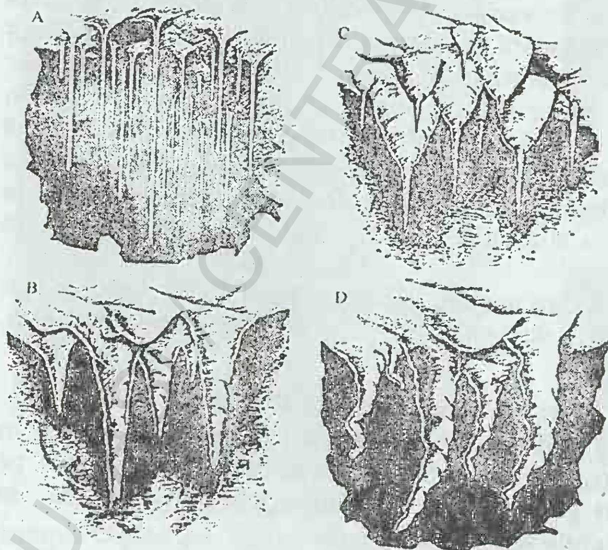
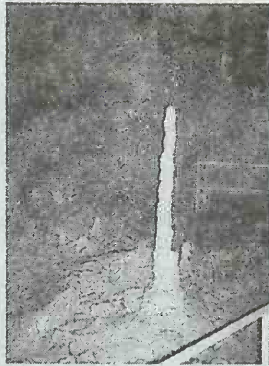
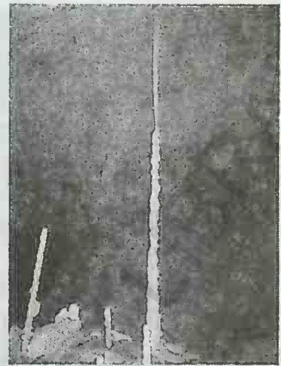


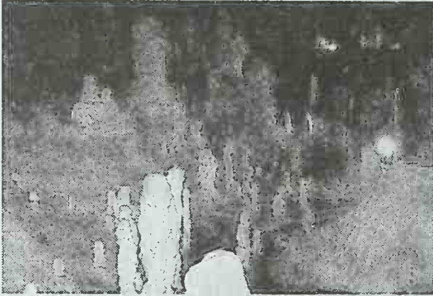
Fig. 219. Tipuri de stalactite: stilolite (A), stalactite conice (B), stalactite bulboase (C), stalactite în baionetă (D) (M. Bleahu, 1974)

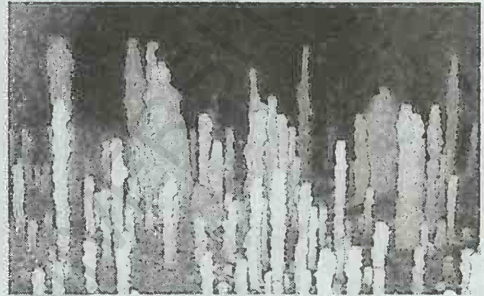
În peşterile în care circulaţia aerului este activă, curenţii de aer pot cauza devierea stalactitelor, care în acest caz poartă numele de *anemolite.* Unele dintre cele mai fru-moase anemolite se găsesc în Peştera Huda lui Papară de pe valea Arieşului. În urma scurgerii apei şi a precipitării carbonatului de calciu, pe pereţii peşterilor rămân forme cu înfăţişări variate. Astfel sunt *vălurile* (fig. 218), cu aspectul unor lame ondulate pe verticală, a

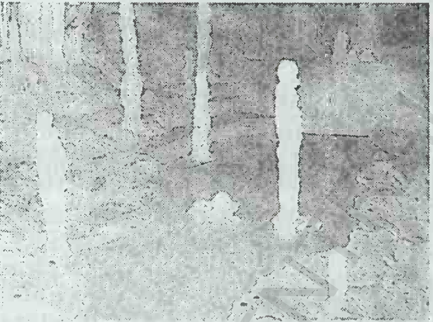

a.

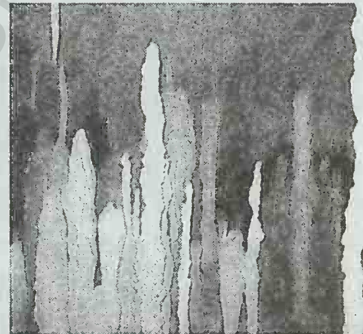

b.


c.


d.


e.


f.


g.

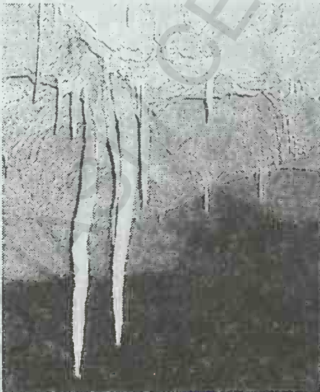

h.

Figura 220a, b, c, d, e, f, g, h. Formaţiuni de precipitare $CaCO_3$ din Peştera Urşilor

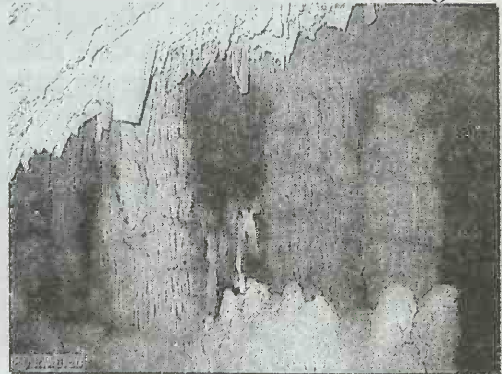

i.

Fig. 220 i. Coloane în peştera Postojna (Slovenia; *sursa: http://kraji.eu/slovenija*)

căror lungime atinge uneori câţiva metri. Poate fi dat ca exemplu „Vălul Muierii" din Peştera Muierilor.

Draperiile au tot aspectul unor mici văluri, dar cu excrescenţe stalactitice şi de alte forme. Din prelingerea pe pereţii peşterii a carbonatului de calciu se formează *cascadele împietrite*. La noi în ţară asemenea forme se află în aproape toate peşterile, foarte frumoase fiind cascadele împietrite din Peştera Muierilor, Peştera Vântului, Peştera Meziad, Peştera Vadu Crişului, Peştera Urşilor.

Pe lângă formele amintite, pe pereţii peşterilor iau naştere prin precipitare şi o serie de alte microforme cu aspect de palete, discuri, paraşute, mici cupe (odontolite) etc. În peşterile cu o circulaţie activă a aerului formele de perete, la fel ca şi cele de tavan, pot prezenta uşoare devieri de la verticală în direcţia predominantă a curentului de aer.

Picăturile de apă ce se preling din vârful stalactitelor dau naştere pe podeaua peşterilor *stalagmitelor* (fig. 220a, b, f, g). Acestea au aspectul unor mici coloane noduroase şi, spre deosebire de stalactite, nu au canal interior şi nu se termină pintr-un vârf ascuţit. Cu timpul, stalactitele şi stalagmitele se unesc şi formează o *coloană* (fig. 217, 220c şi i) sau un stalactostalagmit. Alteori, prin îngroşarea unei stalagmite, au rezultat *domurile stalagmitice* sau *stalagnatul*. În funcţie de factorii care influenţează dezvoltarea lor, formaţiunile stalagmitice pot îmbrăca forme foarte variate: de spirală, de floare, de sferă etc.

În unele peşteri iau naştere aşa-numitele *gours* sau *bazine de podea*, mici forme depresionare circulare sau ovale cu contur neregulat, cu suprafeţe şi adâncimi reduse. Între ele, aceste mici bazine sunt despărţite de pereţi sinuoşi alcătuiţi din carbonat de calciu. Pe fundul unora dintre bazinele de podea s-au format aşa-numitele *perle de peşteră*, mici concreţiuni sferoidale sau ovale, lucioase sau opace, mobile sau fixe.

5.5.3.4. Peşteri pe Glob

Cel mai mare şi totodată cel mai renumit este sistemul Flint Ridge and Mammouth Cave (S.U.A.), ale cărui galerii însumează 341 km. Peştera Mammotuh Cave (Peştera Mamuţilor), lungă de 90,5 km, s-a format în calcarele platoului Mammoth Cave Ridge şi este cunoscută de mult timp prin galeriile sale uriaşe, prin mumiile indiene găsite aici şi prin peştii orbi din cursurile subterane. Situată la adâncimea de 105 m, Mammouth Cave are 5 etaje. La nord de platoul calcaros în care s-a format această peşteră se află un alt platou carstic în care se găsesc galeriile subterane ce formează peştera Flint Ridge System, a cărei lungime depăşeşte 100 km. Acest sistem subteran uriaş din podişul fluviului Ohio este „completat" de o serie de alte peşteri situate în platoul Flint Ridge, mai mari fiind Collosal, Crystal, Salts şi Unknow. Dar încă nu a fost cercetat în întregime platoul Flint Ridge, aşa că dimensiunile acestui sistem ar putea suferi modificări.

În Europa, cea mai lungă peşteră se află în Elveţia, are o lungime de 120,5 km şi se numeşte Holloch. Una dintre cele mai frumoase peşteri din lume este Peştera Lechuguilla din New Mexico, ale cărei galerii explorate

depăşesc 160 km lungime. Alte peşteri cu lungimi considerabile sunt Ozernaia, 83,2 km, Gren Brier Cavern-Organ System, 72,08 km (S.U.A), Jewel Cave, 66 km (S.U.A), Sistem a de Cuavaguatya, 52,7 km (Cuba), Polomera-Dolencias, 46 km (Spania).

Vestita peşteră Postojna Jama Planina nu are decât 23 km lungime, dar frumuseţea formelor din interiorul ei au transformat-o într-un obiectiv turistic important. În ţara noastră, cea mai lungă peşteră se află în Munţii Pădurea Craiului. Este Peştera Vântului şi ea a fost explorată până acum pe o lungime de peste 40 km. O urmează peşterile Topolniţa, Peştera de la Tăuşoare, Ponoroci-Cioclovina etc.

În peşteri se păstrează cele mai vechi dovezi ale existenţei omului primitiv, pentru care aceste forme de relief constituiau locuinţele şi locurile de refugiu din calea unor duşmani sau a fenomenelor naturii. Descoperirea în anul 1962 a peşterii „*Vizuina Bursucului*" de pe coasta mediteraneană a Franţei a permis cercetătorilor să afirme că omul s-a refugiat aici cu un milion de ani în urmă, în timpul glaciaţiunii cuaternare. Această afirmaţie este susţinută de obiectele găsite –toporaşe de silex, oase de animale cu vârfuri ascuţite, coarne de cerb folosite ca unelte etc. Până la această descoperire, cele mai vechi urme ale omului european, reprezentate prin unelte, au fost semnalate în peştera Stranska Skala şi erau apreciate a avea o vechime 700000 ani.

O altă dovadă a folosirii peşterilor de către oameni o constituie desenele rupestre găsite pe pereţii numeroaselor grote subterane. Sunt deja cunoscute şi apreciate pentru valoarea istorică şi artistică frescele din Peştera Altamira. În Spania au fost descoperite în provincia Albecat mai multe peşteri pe pereţii cărora se găsesc desene reprezentând scene de vânătoare şi diferite personaje a căror vechime este apreciată la 9000 ani. Aceste picturi contribuie la îmbogăţirea cunoştinţelor noastre despre tehnica cinegetică, obiceiurile şi practicile magice ale oamenilor primitivi.

În Guatemala s-a descoperit o reţea de galerii subterane de piatră şlefuită, ziduri de apărare, obiecte din ceramică policromă, sculpturi.

Dar şi în zilele noastre se mai găsesc oameni ca trăiesc în grote. La începutul deceniului al optulea a fost descoperit în Filipine tribul Tasadaylor, compus din 27 persoane, care trăiesc în grote, aflându-se ca stadiu de dezvoltare la nivelul epocii de piatră.

Se pare că în ultima vreme şi omul modern se reîntoarce la peşteri, dar într-o altă formă. În primul rând ele reprezintă obiective turistice de prim ordin, mult căutate pentru pitorescul formelor întâlnite aici. Unele peşteri constituie, prin faptul că temperatura aerului din ele se menţine constantă tot timpul anului, bune depozite, mai ales de vinuri, iar mai recent s-a trecut la amenajarea unor galerii subterane în scopul aplicării unor tratamente medicale (speoterapia) în diferite afecţiuni.

Pe glob sunt cunoscute numeroase regiuni în care relieful carstic este bine dezvoltat. În primul rând amintim Podişul Karst, al cărui nume generalizat defineşte, aşa cum am văzut atât roca (calcar), cât şi procesele şi formele legate de ea. Tot în Europa, relieful carstic caracterizează ţinutul

Causses din Franţa, iar în America de Nord el este bine dezvoltat în podişul fluviului Ohio şi în Peninsula Florida. În America Centrală, carstul este prezent în Cuba, Puerto Rico şi Jamaica.

Una dintre cele mai interesante regiuni carstice se află în Australia. Aici, pe ţărmurile Marelui Golf Australian se deschide larg Câmpia Nullarbor, formată din calcare în care s-au dezvoltat doline cu diametrul de până la 500 m, peşteri, grote. Reţeaua hidrografică superficială este absentă, în schimb există un bun drenaj subteran, reprezentat prin cursuri de apă subterane, ce apar la zi sub formă de izvoare în peretele înalt al falezei sau chiar sub nivelul mării.

Relieful carstic de la noi din ţară este întâlnit în Munţii Pădurea Craiului, Munţii Trascău, Munţii Bihor (Platoul Calcaros al Padişului), Munţii Codru-Moma (Platoul calcaros al Vaşcăului), în Podişul Mehedinţi, în Munţii Aninei, Munţii Vâlcan, pe latura de vest a Munţilor Şurean (Platoul Luncanilor) etc.

Evoluţia reliefului carstic se face conform unor legi generale şi începe cu formele cele mai elementare (lapiezuri, doline), trece prin cele mai complexe şi ajunge în final la consumarea în întregime a masei de calcar. Astfel, la început, infiltrarea apei, în fisurile rocii este mai anevoioasă, ceea ce face ca şi procesul de coroziune să se desfăşoare lent. Se formează lapiezuri şi mici doline, iar treptat cursurile de apă hipogee (de suprafaţă) se dezorganizează prin infiltrarea apei şi se trece la o reţea de cursuri de apă subterane. O dată cu aceasta, începe dezvoltarea endocarstului, cu toate formele specifice lui. Circulaţia superficială a apei este înlocuită de cea subterană, iar carstul îmbracă forma sa tipică. Cu cât carstul evoluează mai mult, cu atât proceselor specifice lui li se alătură, procesele de prăbuşire, care fac ca o parte din cursurile de apă subterane să devină din nou subaeriene. Masa de calcar este străpunsă în întregime de apă, care a ajuns până la substratul impermeabil. În cele din urmă, masa de calcar este aproape complet distrusă, rămânând o câmpie carstică, uşor vălurită, deasupra căreia se mai ridică din loc în loc martori structurali şi petrografici.

În unele regiuni carstice, roca calcaroasă apare la zi, neprotejată de o cuvertură de sol sau de vegetaţie. Acesta este *holocarstul* şi aici procesul de carstificare decurge rapid, iar formele ce iau naştere sunt foarte variate. Datorită evoluţiei accelerate, acesta este un carst polietajat, care se poate dezvolta singenetic sau poligenetic. Cunoscut şi sub numele de *carst mediteranean,* holocarstul caracterizează regiunile calcaroase din Italia, Croaţia, Grecia, sudul Franţei.

În Podişul Causses din Masivul Central Francez şi în Munţii Jura alternează carstul golaş cu cel acoperit. Acesta este un carst de tranziţie între holocarst şi *merocarstul* specific regiunilor alcătuite din calcare acoperite cu o cuvertură de sol şi de vegetaţie. Denumit şi *carst acoperit,* el se caracterizează prin aceea că procesul de carstificare decurge mai lent, iar formele caracteristice sunt mai puţin evoluate.

În multe locuri carstul este *ascuns* sau *fosilizat,* fiind acoperit de formaţiuni mai noi, de diferite grosimi.

Condiţiile climatice, prin cantitatea şi regimul precipitaţiilor şi prin regimul temperaturii aerului, au un rol deosebit de important în desfăşurarea procesului de carstificare. Astfel, în zonele polare, unde temperatura medie anuală este de 0°C şi se resimt influenţe oceanice, cu precipitaţii importante cantitativ, carstul este foarte bine dezvoltat. Acestea sunt în general regiunile fără permafrost continuu, unde solul dezgheţat permite circulaţia apelor în masa de calcar. Apa este mai rece şi deci şi conţinutul în CO_2 este mai mare, ceea ce explică agresivitatea deosebită a ei asupra calcarelor în zonele polare neafectate de îngheţ veşnic. Aşa, de exemplu, în Laponia grotele sunt un fenomen natural normal în locurile în care există încă o scurgere subterană importantă.

Spre deosebire de aceste zone, neafectate de îngheţul veşnic, în zonele de permafrost, unde substratul permanent îngheţat se comportă ca un strat impermeabil, iar climatul este rece şi secetos, carstificarea este foarte slabă.

În regiunile temperate carstul are o mare diversitate de forme, dar ele se datoresc, în bună parte, condiţiilor paleoclimatice mai favorabile carstificării decât cele actuale. În aceste zone procesul de carstificare este stimulat, pe lângă existenţa CO_2 în apă, şi de prezenţa acidului nitric. Tot aici carstificarea se poate desfăşura succesiv sau simultan la mai multe niveluri, în funcţie de structura geologică, morfologie şi alţi factori. Iată de ce în zonele temperate se întâlnesc toate formele specifice reliefului carstic.

Datorită precipitaţiilor reduse (sub 250 mm/an), carstul este foarte slab dezvoltat în regiunile deşertice. În Sahara, de exemplu, se întîlnesc platouri calcaroase neafectate de carstificare. În unele locuri însă există endocarst fosil, cu o circulaţie subterană activă. Singurele cavităţi carstice cunoscute se găsesc la marginea deşertului, unde cad anual cantităţi suficiente de precipitaţii care să formeze cursuri permanente de apă.

În regiunile calde şi umede, datorită alterării chimice foarte active, apa poartă în disoluţie o serie de acizi, care, alături de CO2, contribuie la dizolvarea calcarelor. Formele legate de carstul din aceste regiuni îmbracă aspecte foarte variate. Astfel, în Asia de sud-est se întâlnesc o multime de „insule” abrupte, dantelale şi ascuţite cu aspect de stâlpi calcaroşi, denumite *pinacles*. Asemănătoare unor dinţi uriaşi, de 0-15 m înălţime, pinacles apar în urma exhumării carstului fosilizat, ale cărui forme negative au fost umplute cu terra rossa sau alte soluri. Tot în această zonă, în sudul Chinei, pot fi văzute o serie de înălţimi conice aliniate, în unele locuri, aproape perfect. Se aseamănă cu căpăţânile de zahăr modelate pe granite şi formează aşa-numitul *Kegelkarst*. Forme asemănătoare se întâlnesc şi în Borneo şi Filipine. În alte regiuni aceste forme insulare au aspectul unor mameloane *(Kuppenkarst)* sau turnuri *(Turnkarst)*. Peste tot unde apar însă aceste insule calcaroase domină un relief de câmpie formată din aluviuni fluviale.

În America Centrală se întâlnesc *cockpit-urile* de Jamaica, doline foarte adânci ce formează câmpuri întregi. Insulele calcaroase întâlnite în Puerto Rico, asemănătoare ca înfăţişare cu cele amintite, se numesc aici *magote*. Una dintre cele mai interesante şi complete regiuni carstice din această zonă intertropicală se găseşte în Cuba, cu o varietate a formelor

carstice foarte mare, întâlnindu-se magote, doline, polii, grote, peşteri.

Cioacă A. (2007) arată că în China, datorită marii extensiuni latitudinale, carstul are anumite caracteristici. În nordul Chinei, în condiţiile unui climat temperat, predomină endocarstul, dar se întâlnesc şi forme specifice exocarstului. În partea centrală, unde este un climat de tip subtropical, carstul este bine reprezentat printr-un complex de forme de suprafaţă şi de adâncime. În sudul Chinei este carstul tropical care se caracterizează prin morfologie de detaliu, specialiştii chinezi deosebind, aici, trei tipuri de peisaje carstice:

- *peisajul feng cong* sau „*peak cluster*", o asociaţie densă de „conuri" ascuţite nu prea înalte;
- *peisajul feng-lin* sau „*tower carst*" ori „*carst en tourelles*", alcătuit din turnuri de forma unor căpăţâni de zahăr înalte de 100-300 m dominând un şes cu lacuri;
- *peisajul shilin* sau *stone forest* ori *pinacle carst*, care este o asociere de coloane prismatice sau conuri rotunjite, lapiezuri gigantice de câţiva zeci de metri. În acest tip de peisaj se află „Pădurea de Piatră" de pe platoul calcaros Yunnan-Guizhon, din sudul Chinei.

5.5.3.5. Carstul dezvoltat pe alte roci decât calcarul

În afară de calcare şi dolomite, pe care se dezvoltă un carst tipic, forme asemănătoare se întîlnesc şi pe alte roci solubile, cum ar fi gipsul, sarea, sulful, gresii, conglomerate, chiar pe unele roci vulcanice. Acesta este aşa-numitul *carst fals* sau *pseudocarst*. De asemenea, unele forme asemănătoare cu cele carstice se întîlnesc şi în masa de gheaţă acesta este *termocarstid.*

Gipsul este o rocă mai solubilă decît calcarul, ceea ce amplifică procesul de carstificare în ea. Din acest motiv formele de relief evoluează foarte repede şi ca atare se conservă foarte slab, fiind frecvent procesul de prăbuşire. Apa modelează şi în ghips o gamă foarte variată de forme: lapiezuri, doline, uvale, avene, văi oarbe şi văi seci, chei, poduri naturale etc. în dezvoltarea lor, dolinele se unesc uneori prin tunele, iar ulterior pot forma mici depresiuni carstice în care se adună apa, formînd lacuri.

Cea mai reprezentativă regiune cu un carst dezvoltat pe gips se întîlneşte în Podişul Podolic din bazinul Şiretului superior. Aici a fost descoperită în 1960 peşterea Optimiticeskaia, formată dintr-un sistem de galerii, din care au fost măsurate şi cartate pînă acum 108 km, dar încă nu se poate aprecia lungimea reală a acestei peşteri. Specialiştii apreciază că în formarea acestui sistem de galerii rolul principal revine tensiunilor interne existente în masa de gips care au dat naştere unei reţele de rupturi ce formează actualele galerii subterane, în aceeaşi regiune şi în aceeaşi rocă au fost descoperite mai multe peşterii dintre care Kristalnaia are aproape 19 km lungime şi este formată dintr-o reţea de galerii de 2 m lăţime şi 2,7 km înălţime.

La noi în ţară, forme carstice rezultate pe gips pot fi văzute în apropierea Cheilor Turzii, în zona Măgura de lîngă satul Micşoara şi în alte părţi, dar ele sînt puţin expresive şi de dimensiuni modeste.

Şi ***masivele de sare*** sînt afectate de un fel de „carstificare", dar numai atunci cînd ele apar la zi sau se găsesc în apropierea suprafeţei terestre, fiind acoperite de roci permeabile. Carstul în sare ia naştere sub acţiunea apelor din lacurile situate în salinele vechi, a rîurilor, a apelor provenite din precipitaţii şi a apelor subterane. Sarea este o rocă foarte solubilă, ceea ce accentuează dinamica procesului de carstificare. Din această cauză însă formele rezultate au un caracter efemer, fiind limitate în timp.

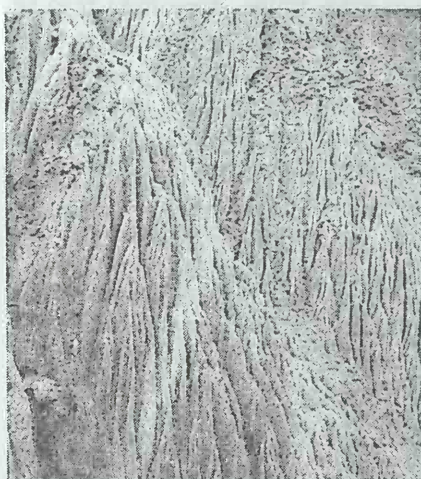

Figura 221. Lapiezuri în masivul de sare de la Sovata


Figura 222. Salină prăbuşită la Slatina/Solotvino (Ucraina)

Dintre microformele specifice reliefului carstic, lapiezurile cunosc o mare dezvoltare pe suprafaţa masivelor de sare ce apar la zi, aşa cum pot fi văzute la Ocna Sibiului, Sovata (fig. 221), Praid, Slănic-Prahova, şi în alte locuri. De multe ori crestele prelungi şi ascuţite sînt fragmentate perpen-dicular, tot prin dizolvare, şi iau aspectul unor ace de sare. în unele saline subterane, ca, de exemplu, la Cacica, se întîlnesc lapiezuri subterane formate sub acţiunea apelor de infiltrare. La zona de contact dintre apa lacurilor şi sare se formează mici nişe ce pot fi văzute şi în malurile rîurilor ce străbat un masiv de sare. Dolinele de dizolvare sunt puţine şi slab dezvoltate; spre deosebite de calcare ele iau naştere în urma prăbuşirii tavanului unor cavităţi subterane. Peşterile sînt foarte rare şi au dimensiuni reduse, datorită ritmului rapid al procesului de dizolvare.

O serie de forme carstice îşi au originea în excavaţiile efectuate de om la suprafaţa sau în adîncimea masivelor de sare. în multe cazuri, vechile saline, astăzi abandonate, au suferit modificări esenţiale datorită dizolvării şi eroziunii. Aşa sînt salinele prăbuşite în care sînt cantonate lacuri (Ocna Sibiului, Ocna Mureş, Tîrgu Ocna, Slănic-Prahova, Ocna Şugatag, Turda; Slatina/Solotvino – Ucraina, fig. 222). Asemănătoare acestora, dar de dimensiuni mai reduse, sînt puţurile carstice antropice, care prin prăbuşire dau naştere unor avene. în interiorul masivelor de sare se mai întîlnesc galerii şi bazine de dizolvare subterane.

Dintre celelalte roci, pe ***gresiile*** şi ***conglomeratele*** calcaroase, gama formelor carstice este foarte variată, iar relieful se aseamănă cu cel dezvoltat pe calcare. De exemplu, Peştera Mamutului (Mammouth Caves) din S.U.A. s-a dezvoltat atît în calcarele de Saint Louis, cît şi în gresiile de Chester. Forme asemănătoare cu cele carstice au fost descrise şi în alte tipuri de roci: argile, marne, loess, depozite loessoide, roci magmatice.

În ultima vreme se vorbeşte de *vulcano-carst,* prin care se înţelege ansamblul unor forme asemănătoare cu cele carstice tipice, dezvoltate însă în roci vulcanice. *Naum T.* şi *Grigore M.,* 1974, descriu o serie de forme de suprafaţă asemănătoare dolinelor, lapiezurilor, alveolelor complexe, golurilor cilindrice dezvoltate pe rocile vulcanice din Munţii Călimani. Tot aici au fost semnalate şi unele grote subterane (grotele Haosului, ale Ruinelor, Palatul de ciocolată). Ultima conţinea concreţiuni limonitice cu aspect de stalactite, stalagmite, draperii rezultate în urma acţiunii apelor de infiltraţie, care descompun mineralele de fier, antrenîndu-le în soluţii bicarbonatate, din care, în anumite condiţii, se depun sub formă de concentraţii de limonit.

Forme vulcano-carstice se întîlnesc aproape în toate regiunile de pe glob, acolo unde se găsesc roci vulcanice: în Insula Paştelui cu 62 grote, pe versanţii vulcanului Mauna Loa (Hawaii), în Insulele Azore, în Peninsula Kamceatka, în Islanda, în Noua Zeelandă şi în alte părţi. Cea mai lungă peşteră de acest fel este Cueva del Viento din Insulele Canare şi ea are 6,18 km. Cueva de los Verdes din aceeaşi insulă măsoară 6,1 km, iar în Irlanda se găsesc 3 peşteri cu lungimi cuprinse între 0,8 şi 2,2 km.

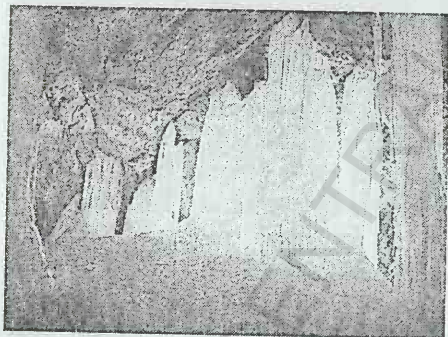


Figura 223. Peştera cu gheaţă Dachstein – Rieseneishöhle, Austria

Foarte interesant este ***„carstul" dezvoltat pe gheaţă*** şi ***crio-carstul*** (fig. 223) căci el se aseamănă foarte mult cu carstul tipic, deosebirea rezultînd atît din substratul pe care se dezvoltă, cît şi din modul de formare. în acest caz rolul rocii îl joacă gheaţa, iar agentul modelator este apa care acţionează nu prin eroziune chimică, ci prin eroziunea termică şi mecanică. De energia calorică a apei depinde agresivitatea ei asupra masei de gheaţă, comparabilă cu agresivitatea chimică a apei încărcată cu Co_2 asupra calcarelor. Insă în cazul ghetii eroziunea este mult mai rapidă. Crevasele şi crăpăturile din masa de gheaţă sînt comparabile cu diaclazele şi cu liniile de falie din masivele carstice.

În urma eroziunii termice şi mecanice efectuată de apă asupra gheţii rezultă o serie de microforme carstice: striuri separate de canaluri, asemănătoare lapiezurilor, alveole, depresiuni cilindrice mai mult sau mai puţin adînci, galerii subterane sculptate de cursurile de apă din interiorul masei de gheaţă, stalactite, stalagmite şi alte concreţiuni de gheaţă (fig. 223).

6. ATRIBUTELE GEOSITURILOR

Datorită valenţelor lor, geositurile se află în sfera de preocupare a mai multor domenii de activitate (*Panizza M., Piacente S.*, 2003):

• în *cercetarea ştiinţifică* ele oferă prilejul studierii unor procese şi feneomene geologice şi geomorfologice care au condus la geneza unor forme de relief reprezentative pentru un anumit tip de relief;

• în *domeniul cultural*, deoarece geositurile, singure sau în combinaţie cu alte elemente naturale sau de cultură (istorice, arheologice, arhitectonice) fac parte din patrimoniul total al unei ţări;

• geositurile au fost şi sunt *sursă de inspiraţie artistică* (muzică, pictură, sculptură, artă cinematografică, artă fotografică şa);

• la acestea se adaugă *interesul turistic* pentru geosituri şi geopeisaje, căci ele au reprezentat întotdeauna o atracţie deosebită datorită spectaculozităţii lor.

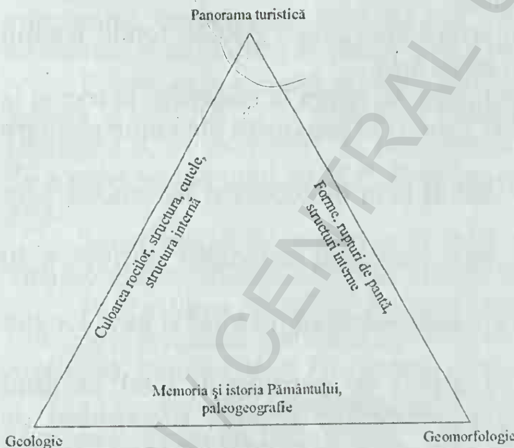


Figura 223. Câteva piste pentru decriptarea memoriei Pământului cu ajutorul geologiei şi a geomorfologiei (Marthaler M., 2003)

Atributele geositurilor se asociază, dându-le acestora o valoare complexă. Această asociere poate fi între atributele geositurilor care derivă din valenţele lor naturale (turistic, ştiinţific sportiv, instructiv-educativ). Alteori, complexitatea valorii unui geosit rezidă din asocierea potenţialului său natural cu valenţele lui culturale, istorice, arheologice, arhitectonice, spirituale.

De cele mai multe ori siturile au valenţe complexe, rezultate din complementaritatea reliefului şi a edificiilor realizate de om, ca: Machu Picchu (Munţii Anzii Peruvieni), Templele de la Palenque (Yukatan), Piramidele de la Carol (Mexic), Cetăţile Dacice (Munţii Orăştiei) etc.

Un bun exemplu de geosit complex, geomorfologic, cultural, istoric, spiritual îl constituie Bergama cu ruinele Templului lui Zeus, Palatul Regal,

Băile Romane, dar mai cu seamă Teatrul amplasat pe panta abruptă a unui deal, având ca fundal orizontul îndepărtat.

Din punct de vedere al interesului pe care îl reprezintă un geosit (pentru ştiinţă, pentru public, pentru cultură) el se poate situa pe unul din următoarele paliere:

- geosituri de interes mondial, se află sub egida UNESCO;
- geosituri de interes supraregional;
- geosituri de interes regional;
- geosituri de interes local.

6.1. PATRIMONIU TOTAL. ISTORIE TOTALĂ

Pornind de la această idee, *Marthaler M.* (2003) propune două concepte care sunt argumente pentru o integrare culturală a tuturor elementelor deosebite de pe pământ (nevii, vii şi antropice): *cel de piramida patrimoniului şi de cel de istorie totală* (fig. 223). Ambele concepte sunt centrate pe contribuţia transdisciplinară.

Interesul istoric, în sens larg, al unui sit sau al unui peisaj luat în ansamblul său poate fi conceput ca o piramidă cu trei nivele (fig. 224): la bază se află patrimoniul geologic-geomorfologic, iar la nivelele superioare sunt patrimoniul bio-ecologic şi cel istorico-cultural, fiecare corespunzând anumitor procese naturale sau antropice.

Aceste trei „patrimonii" sunt martorii unei istorii globale, totale, legând omul şi natura în ideea de cultură în *senso lato*.

Patrimoniul geologic şi geomorfologic se referă la minerale, la roci şi la formele de relief, pe care *Pralong J.P.* (2004) le consideră elemente primare ale topografiei.

Patrimoniul bio-ecologic este definit prin biotopuri şi biocenoze, care constituie un ecosistem.

Patrimoniul istorico-cultural este rezultatul activităţii antropice în cursul evoluţiei societăţii omeneşti.

Împreună aceste patrimonii formează *patrimoniul total* al unui loc sau al unei regiuni.

J.P. Bady (1995) defineşte conceptul de patrimoniu total ca fiind *„ansamblul moştenirilor materiale şi imateriale primite (acceptate) de generaţiile actuale şi de cele care vor veni, care, la rândul lor le va asigura transmiterea mai departe."*

Conjugarea valorilor estetice, ştiinţifice, culturale, istorice determină valoarea unui loc, care depinde de cele trei tipuri de patrimonii, de importanţa lor şi de relaţiile dintre ele.

Chevallier (citat de *J.P.Bady*) arată că *„adevăratul criteriu al patrimoniului nu este nici arta, nici istoria ci conştiinţa intimă a unui grup social că acel obiect aparţine patrimoniului său."*

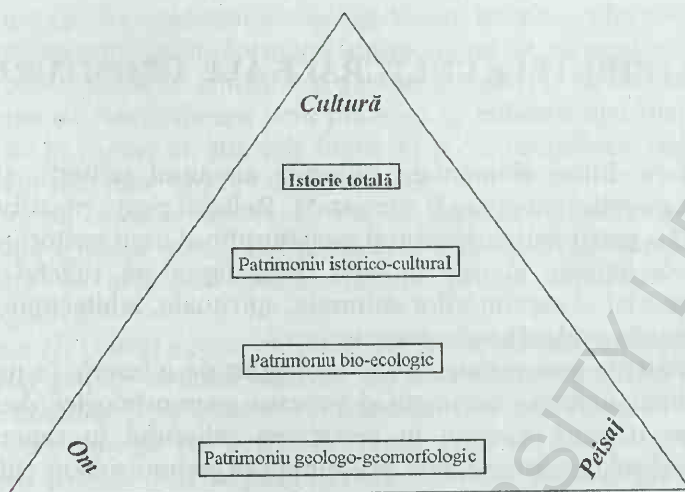


Figura 224. Schema ilustrează conceptele de "Piramida Patrimoniilor" şi de istorie totală. Tripla moştenire a unui teritoriu se situează la interfaţa noţiunilor de om, peisaj, şi cultură (*J.P.Pralong*, 2004)

Toate evenimentele geologice şi geomorfologice se înscriu într-o scară temporală proprie, care însă este în relaţie cu alte evenimente ale naturii. Astfel, sunt procesele geologice şi geomorfologice care au avut loc cu multe milioane de ani în urmă, altele care se înscriu în istoria mai veche (erupţia vulcanului Vezuviu din anul 79 e.n.) sau mai recentă (erupţia vulcanului Krakatoa) şi altele care se petrec astăzi (erupţiile vulcanilor din Hawai).

Privită prin această prismă, istoria unui sit trebuie să se refere atât la geneza şi evoluţia sa ca formă de relief cât şi la „dotarea" cu elemente bio-ecologice şi, de asemenea, cu înnobilarea lui de către om. Un asemenea mod de a privi istoria unui sit, *J.P. Pralong* (2004) îl defineşte *istorie totală* (fig. 224).

Acest model de patrimoniu total şi de istorie totală permite o nouă viziune asupra unităţii culturale pentru toate ştiinţele (*M. Panizza*, 2006).

În stabilirea relaţiilor dintre componentele geologico-gemorfologice şi cele care formează patrimoniul cultural propriu-zis (istorice, arheologice, artistice), *Panizza M. şi Piacente S.* (2000) au deosebit următoarele etape:

- cunoaşterea aspectelor geologico-gemorfologice ale teritoriului în care este situat un bun istoric, arheologic sau artistic, atât în termeni de resurse cât şi de periculozitate;
- evaluarea riscului determinat de periculozitatea geologico-geomorfologică la care poate fi expus bunul respectiv;
- gestionarea bunului istorico-arheologic sau artistic pe baza cunoaşterii componentelor sale naturale şi antropice, ceea ce va permite conservarea şi valorificarea sa cu rezultate bune;
- individualizarea raportului cauză efect, văzut ca studiu al motivaţiilor ambientale care au determinat amplasarea şi realizarea bunului respectiv.

6.2. ATRIBUTELE CULTURALE ALE GEOSITURILOR

Legătura dintre elementele culturale ale unui teritoriu şi suportul reprezentat de relief nu poate fi contestată. Relieful poate constitui singur o componentă a patrimoniului cultural sau ştiinţific al unui teritoriu la fel ca şi monumentele istorice şi cele de artă. Prin faptul că relieful constituie suportul material al exprimărilor culturale, spirituale, arhitectonice el poate pune mai bine în evidenţă valoarea acestora.

Preocupările geomorfologilor şi geologilor de a înscrie în patrimoniul cultural a unui teritoriu elemente şi procese geomorfologice deosebite au condus spre o nouă direcţie în cercetarea reliefului în raport cu alte discipline (arheologie, istorie, artă şa.) denumită *geomorfologie culturală*.

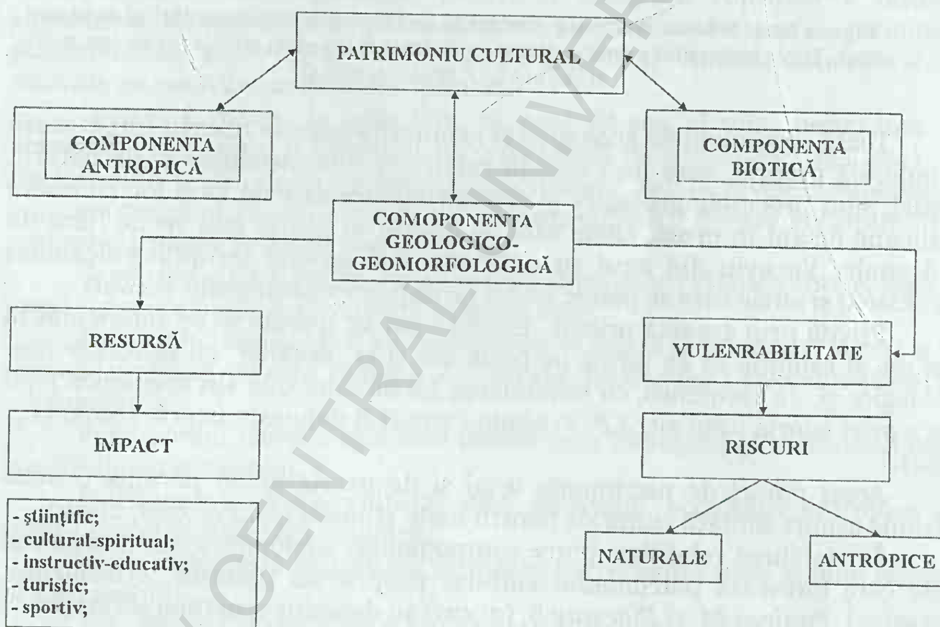


Figura 225. Patrimoniu total şi caracteristicile componentei sale geologo-geomorfologică (Panizza M., Piacente Sandra, 2003)

Ca atare, geomorfologia culturală este disciplina care studiază componenta geomorfologică a unui teritoriu, fie singură, fie ca element al unui peisaj, fie în interacţiune cu alte elemente ale culturii, de tip arheologic, istoric, artistic, arhitectural, spiritual (*Panizza M., Pacente S.*, 2003).

În anul 2003, *Panizza M. şi Piacente S.* au publicat lucrarea intitulată „*Geomorphologia culturale*” având ca punct de plecare raportul pe care

relieful îl are cu alte elemente bioecologice, sau istorico-culturale ale unui loc sau ale unui teritoriu, toate formând împreună un sit cultural complex.

Scopul demersului ştiinţific al geomorfologiei culturale este de a *„oferi posibilitatea de reechilibrare prin punerea în valoare turistică a ştiinţelor pământului în raport cu ştiinţele lumii vii şi cu disciplinele istorice, fără a privilegia pe nici una”* (*J.P. Pralong*, 2004).

Atributul cultural-artistic derivă din faptul că geositurile pot fi sursă de inspiraţie artistică (pictură, sculptură, artă fotografică), suport material al unor opere de artă sau cadrul natural pentru realizarea unor opere cinematografice.

Cloos H. (1969) spune că *„mai este un drum de cunoaştere accesibil numai celor puţini: drumul interior, de la subconştientul din noi înşine la imponderabilul şi invizibilul din ansamblul terestru. Acest al doilea drum este cel care uneşte pe artist de lume şi acela care-l urmează vede frumuseţea şi aude muzica pământului ... Ce este frumuseţea unui peisaj? Nu este oare intenţia subconştientă a ordinii intime a Pământului, a relaţiilor ritmice, a armoniei suprafeţelor şi liniilor sale, a echilibrului subtil al componentelor sale simţite de o fiinţă care ea însăşi este copilul aceleaşi naturi şi supusă deci interior aceloraşi legi pe care le înfăptuieşte şi înafară.”*

Oamenii de artă au exprimat ceea ce au văzut la un geosit printr-o redare exactă a imaginii sau prin interpretarea acesteia în funcţie de emoţiile pe care situl i le-a creat.

Înaintea apariţiei fotografiei, pictura era modul în care putea fi redat un peisaj. Cu toate acestea, peisajul a devenit un subiect pentru artiştii plastici la sfârşitul secolului al XIX-lea, în perioada romantismului. Începând cu acest curent apar primele picturi care au ca sursă de inspiraţie un geosit.

Pictura a fost şi este mijlocul prin care experienţa trăită coroborată cu impactul asupra peisajului, din perspectiva comunicării cu viaţa planetei, a adus la dispoziţia iubitorilor artei şi naturii *„un regat al apartenenţei artistice”* (*I. Dincă*, 2005).

Exemple reprezentative sunt operele realizate de Cézanne, care, fascinat de frumuseţea Muntelui Sainte-Victoire, l-a pictat în peste 60 de variante, autorul considerându-l *„o temă uluitoare”*. Acelaşi efect l-au avut geositurile şi asupra altor pictori celebri ca Monet (*Stâncile de la Belle Ile*), J.M.W. Tarner (*Grota lui Fingal*), T. Moran (picturile din Yellowstone; fig. 226) şa. Primul tablou care constituie un reper precis în opera lui Leonardo da Vinci este *„Peisajul Sfintei Maria a Zăpezii”* (1473). Impresionat de *„abundenţa formelor variate şi ciudate pe care le-a creat natura neobosită”* a pictat apoi *„Fecioara din Grota cu Stânci”*. Pereţii abrupţi ai unor peşteri au constituit suporturi unor realizări grafice din cele mai vechi timpuri. Astfel sunt picturile rupestre de la Lascaux (Franţa), cele de pe versanţii Platoului Tassili (Sahara), cele de la Almeira (Spania), cele de la Nourlangie Rock (Parcul Kakadu; Australia) etc.



Figura 226 a. *"Looking Up The Yosemite Valley"*, de Alfred Bierstadt. *(sursa : http://www.articlesandtexticles.co.uk*



Figura 226b. Parcul Yosemite (SUA), foto C. Morar.

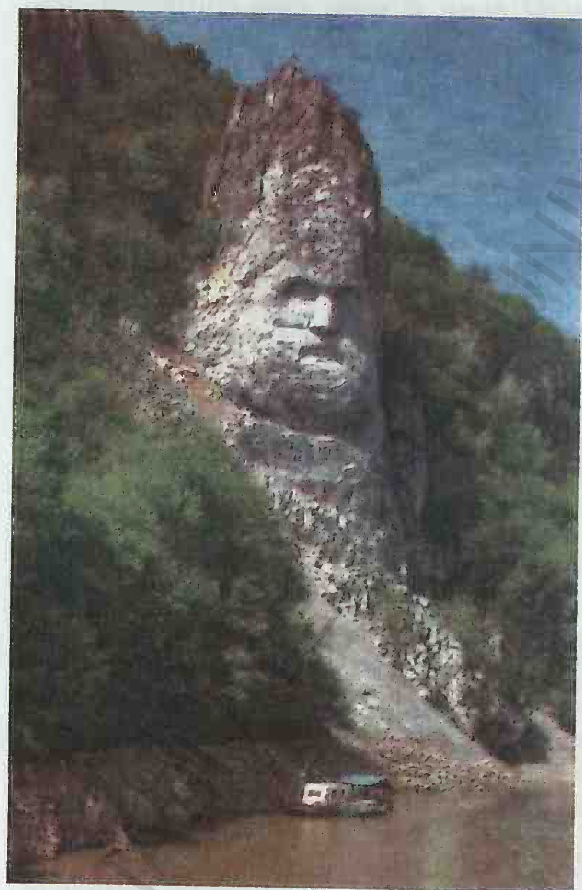


Figura 227. Chipul lui Decebal sculptat de om în Defileul Dunării

Pe versantul unui deal din deşertul Atacama se păstrează şi astăzi faimosul geoglif cunoscut sub numele de Uriaşul din Atacama, un desen de 120 de metri.

Geosituri apar reprezentate şi pe unele stampe chinezeşti din mătase, iar muntele sacru Fuji este subiectul predilect al gravorilor în lemn.

Alegând locuri potrivite ca şi conţinut (rocă) şi expresivitate (pentru punerea în evidenţă), sculptorii au realizat opere gigantice cum sunt spre exemplu „*Decebal*" în Defileul Dunării (fig. 227), Grupul preşe-dinţilor SUA. Pe lângă acestea, geosturile au constituit „soclul" amplasării unor simboluri spirituale cum sunt Cristo Redentor situat pe Pao de Açucar deasupra oraşului Rio de Janeiro, Crucea de pe Caraiman, Monumentul Energetic de la barajul hidrocentralei Vidraru, ş.a.

Relaţia peisajului cu muzica este dată de bucuria pe care o simţim când contemplăm natura şi are la bază acordul existent între muzica

sufletului nostru şi muzica pământului. Impresionat şi totodată inspirat de frumuseţea unor geosituri din Munţii Apuseni (Cetăţile Ponorului, Gheţarul de Focul Viu, Gheţarul de Scărişoara), Marţian Negrea a compus suita Munţii Apuseni.

Din talentul literar şi vocaţia ştiinţifică a unor iluştrii oameni au rezultat remarcabile opere literare cu caracter peisagistic, în care se îmbină descrierea pitorească cu prezentarea ştiinţifică. Asemenea opere literare ne translatează în locuri pe care nu le-am văzut dar pe care am vrea să le vedem, ne prezintă procese şi forme pe care nu le întâlnim la noi, lărgindu-ne orizontul cultural şi ştiinţific. *„Diferenţa dintre beletristică şi literatura documentară, în cazul peisajului, provine din modul de lucru (ficţiune în cazul primului gen, realitate prin termeni concreţi în cel de-al doilea caz) şi din natura mesajului transmis (stări sufleteşti în primul caz, date reale, în cazul documentarului)"* (*I.Dincă*, 2005).

Unele geopeisaje constituie decorul natural al numeroaselor western-uri. Regizori ca David Lean şi John Fort au folosit geopeisajul pentru accentuarea conflictelor sau pentru a sublinia emoţiile personajelor. Locurile cu mare încărcătură emoţională (deşerturi, munţi, defilee, canioane, stânci şi altele) erau folosite pentru sublinierea ideii filmului.

6.3. ATRIBUTELE ISTORICO-ARHEOLOGICE ALE GEOSITURILOR

Între geosituri şi elementele de istorie şi arheologie (cetăţi, fortificaţii etc) există o relaţie care contribuie la amplificarea valorii fiecăruia din cele două tipuri de situri şi desigur a complexului format de ele. În bună parte valoarea istorică a unor geosituri derivă faptul că ei au constituit locuri greu accesibile pentru duşmani. Astfel sunt fortăreaţa Sigiriya din Sri Lanka, construită în secolul al VI-lea la partea superioară a unui munte de granit aproape imposibil de cucerit precum şi faimosul Machu Pichu. La noi în ţară pot fi date ca exemple Cetatea Devei, cetăţile dacice din Munţii Orăştiei etc.

Exemplele în acest caz sunt nenumărate atât pe glob cât şi în ţara noastră (Cetatea Devei, cetăţile dacice aproape în totalitatea lor, cetăţi feudale etc). Relaţia dintre cele două elemente componente se bazează după *Panizza M. şi Piacente S.* (2000) pe:

- cunoaşterea aspectelor geologico-geomorfologice a unui sit în care este situat bunul istoric, fie în termeni de resurse fie în termeni de periculozitate;
- individualizarea raporturilor cauză-efect, privite ca motivaţiile geositului care au determinat amplasarea obiectivului istoric;
- evaluarea riscului determinat de eventualele procese geomorfologice (alunecări, prăbuşiri etc);

• evaluarea impactului ambiental al bunului arheologic sau istoric asupra mediului înconjurător, în general, şi asupra formei de relief pe care acesta ete amplasat, în special;

• gestiunea bună a sitului istorico-arheologic, ceea ce presupune cunoaşterea temeinică a ambelor componente, care să permită conservarea şi valorificarea sitului în ansamblul său.

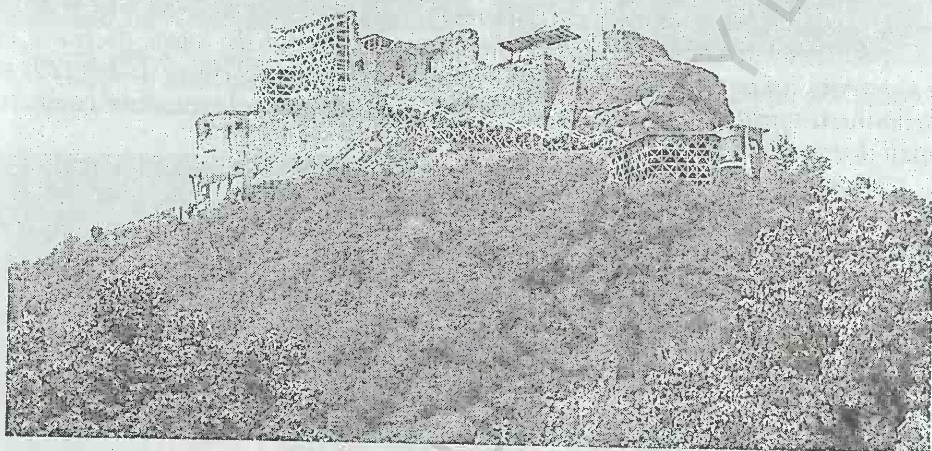


Figura 228. Cetatea Devei

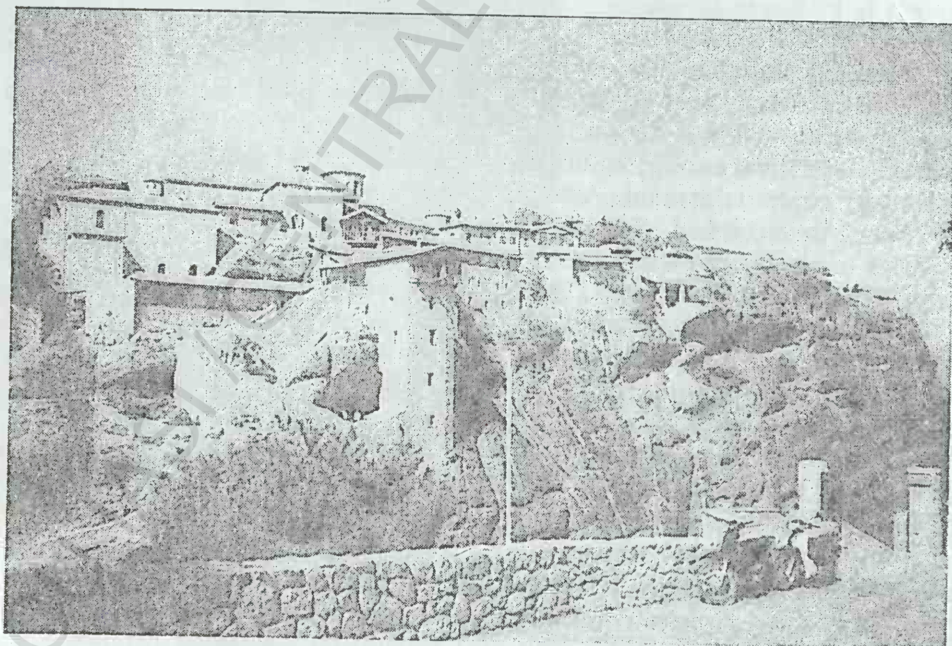


Figura 229. Ansamblul Monahal de la Meteora (Grecia)

6.4. ATRIBUTUL SPIRITUAL AL GEOSITURILOR

Multe geosituri au o mare încărcătură spirituală păstrată în timp, veacuri sau chiar milenii. Astfel, depărtarea culmilor muntoase în raport cu societatea omenească, apropierea vârfurilor de cer au făcut din munte un loc sacru.

Mircea Eliade (1991) arată că în unele credinţe anumite locuri sunt considerate centre cosmogonice. „Huacas" –spun indienii– locuri sfinte în care cele trei lumi, cea subterană (a morţilor), cea pământeană (a viilor) şi cea a zeilor (în ceruri) se interferează, comunică. Astfel pot fi considerate Intihuatana, piatra astronomică din Machu Picchu, Piatra Soarelui de la Abancay, Calendarul Ingenio din Nasca ş.a.

Munţii au o mare semnificaţie şi în istoria şi geografia Palestinei, ei fiind simbolul continuităţii eterne şi al stabilităţii. Templul lui Solomon a fost zidit în Muntele Moria, iar Moise a primit Tablele Legii pe Muntele Sinai.

La greci, Muntele Olimp era lăcaşul zeilor, iar Stânca Sacră din Muntele Brockman este şi astăzi un loc sacru al aborigenilor.

În China, slujitorii cultelor considerau formele ciudate de relief o simbioză între natural şi supranatural, îmbrăcându-l adesea în fantastice mesaje religioase (*Cioacă A.*, 2007). Astfel, cinci dintre munţii Chinei au calitatea de munţi sacri. Şi cultul budhist are în China patru munţi sacri (Wutai, Putuo, Emei şi Juhma). În Muntele Emei se găsesc numerose lăcaşuri de cult şi cea mai mare statuie a lui Budha din lume (71 m).

În Australia, Muntele Brockman este unul dintre locurile sacre ale aborigenilor, iar Spider Rock (un stâlp de piatră înalt de 244 de m în Canyon Chelly, SUA) este considerat de către indienii navajo locaşul sacru al Femeii Păianjen. Insula Soarelui de pe Lacul Titicaca este locul unde zeii au coborât pe pământ pentru a fonda dinastia inca.

În Zimbabwe, Colinele Matopo (bolovani de granit aşezaţi unul peste altul aflaţi într-un echilibru precar) sunt considerate „locul vechilor spirite" de către boşimani.

Şi în religia creştină relaţia dintre geosituri şi lăcaşele de cult este evidentă. Muntele Athos din Grecia este considerat un loc sfânt, iar mănăstirea Meteora (fig. 228) din aceeaşi ţară este expresia cea mai sugestivă a relaţiei dintre un geosit şi un ansamblu spiritual. Izolarea, accesibilitatea anevoioasă sunt calităţile unei forme de relief care a fost aleasă ca loc de rugăciune şi comunicare cu Dumnezeu. Întreg ansamblul de la Meteora este format din mănăstiri aşezate în vârful unor stânci, de fapt martori de eroziune alcătuiţi din gresie.

Una dintre cele mai vechi abaţii din Flandra este "Abaţia Dunelor" datând din 1907 care este situată într-un ţinut inospitalier format din nisip fin.

Deosebit de interesante sunt bisericile din Etiopia săpate în gresii, dintre care cea mai cunoscută este Abba Salama.

Geositurile sunt şi un adiacent al unor manifestări cultural-spirituale cum sunt în ţara noastră nedeile, renumită fiind cea de pe Muntele Găina (Târgul de fete).

Nicoleta Coatu (1986) arată că *„strânse laolaltă plăsmuirile legendare despre originea şi toponimia munţilor, dealurilor, apelor întruchipează o adevărată geografie spirituală românească"*.

6.5. ATRIBUTUL ŞTIINŢIFIC AL GEOSITURILOR

Cloos H. (1969), unul dintre cei mai fini observatori ai Pământului, arată încă de la începutul cărţii sale care trebuie să fie menirea privilegiatului om de ştiinţă: interceptarea glasului Pământului. Acesta, nu se va mulţumi numai să raporteze, să povestească, ci va arăta celui avid de cunoaştere documente care-l vor conduce la o mai bună înţelegere a Pământului: drumul arid şi anevoios al observaţiei obiective şi al deducţiei severe pe care-l parcurge cercetătorul".

Rolul cercetătorului este de a descifra ordinea naturii bazat pe observaţie şi deducţie logică, de a stabili legităţile care guvernează procesele şi fenomenele care au condus la formarea geositurilor. Acestea, geositurile, constituie rezultatele cele mai reprezentative ale proceselor şi agenţilor care modelează suprafaţa scoarţei terestre, conducând la apariţia reliefului. De aceea, dacă turistul admiră un sit sau un peisaj geomorfologic, omul de ştiinţă trebuie să explice geneza şi tendinţa de evoluţie a acestuia. Laboratorul cel mai dotat pentru un geomorfolog îl constituie fără îndoială formele cele mai expresive de relief pe care noi le includem în categoria geositurilor. *„Drumul minunat al cunoaşterii este accesibil tuturor celor care-şi dau osteneala să-l învingă, chiar dacă nu-l va parcurge nimeni până la capăt"* (*Cloos H.*, 1969).

6.6. ATRIBUTUL INSTRUCTIV-EDUCATIV AL GEOSITURILOR

Atributul instructiv-educativ al geositurilor constă în ilustrarea şi înţelegerea proceselor şi mecanismelor naturale care au condus la formarea acestora, precum şi la însuşirea unor norme de conduită în mediul înconjurător, mai cu seamă în spaţiul ocrotit prin lege.

Geomorfologia prezintă numeroase atuuri pentru vulgarizarea ştiinţifică (în sensul popularizării) a geositurilor, datorită vizualităţii nemijlocite a reliefului (*J.P. Pralong*, 2004).

Vizitarea unui sit nu trebuie să se rezume numai la admirarea lui, aceasta trebuie însoţită de explicarea genezei sale, de înţelegerea perisabilităţii sale, ceea ce impune protejarea sa. Instrucţia trebuie făcută de ghizi competenţi care să aibă la dispoziţie atât materiale vizuale clasice

(hărţi, pliante, broşuri) cât şi moderne. Pentru o bună informare a turiştilor este necesar să se apeleze la omul de ştiinţă sau la practician (*Dincă I.*, 2005). Prin educaţia şcolară peisajul poate fi mai bine cunoscut, înţeles şi de aici şi inducerea ideii de a fi mai bine păstrat de către noi toţi în aşa fel încât şă poată fi receptat şi de generaţiile viitoare" (*Dincă I*, 2005).

Instrucţia şi educaţia nu se exclud, ele se completează şi se pot realiza la toate nivelele de pregătire în raport cu gradul de percepţie şi de înţelere a celor cărora ne adresăm.

6.7. ATRIBUTUL TURISTIC

Geositurile au constituit întotdeauna locuri de atracţie pentru oameni, atât prin măreţia lor cât şi prin frumuseţe. În timp ce ele au devenit locuri de mare interes turistic, "valoarea" unora dintre ele a depăşit cadrul local, fiind astăzi locuri eminamente turistice de reputaţie internaţională. *Geyer M.*, *Megerle A.*, în 2003, vorbesc de **geoturism** ca fiind inspirat din frumuseţile naturale ale unei regiuni, având curiozităţi geologice, geomorfologice sau botanice. În spiritual şi concepţia geoturismului -ca şi în alte cazuri- ideea "*dezvoltării durabile*" joacă un rol esenţial. Cu toate acestea geomorfologia este rar în centrul preocupărilor "turismului".

"Conjugarea valorilor scenice, estetice, ştiinţifice (cuprinzând şi valorile biologice), culturale, istorice şi economice pot determina valoarea turistică a unui sit " (Panizza M., 1992).



Figura 230. „Babele" din Munţii Bucegi

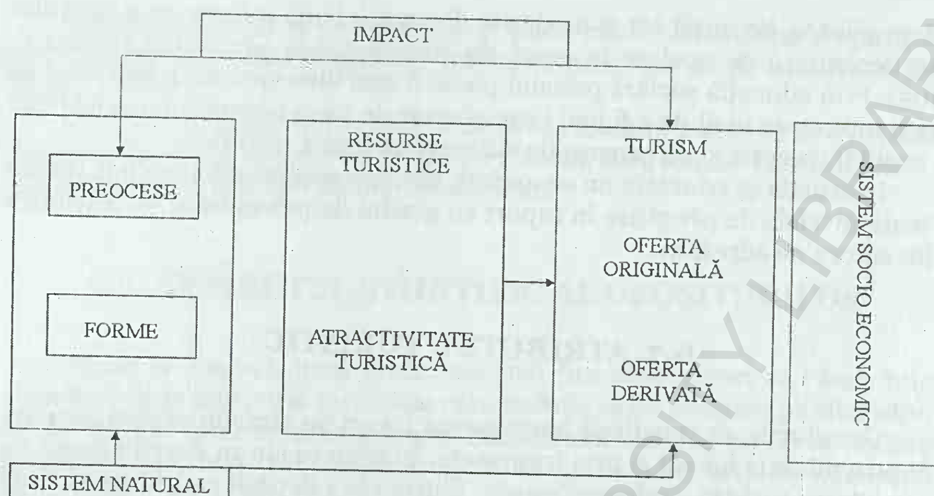


Figura 231. Principalele relaţii între geomorfologie şi turism (*Reynard E.*, 2003)

Sub acest aspect turistic, geositurile au o serie de caractere specifice si altor situri naturale sau/şi antropice dar şi unele particularităţi. Astfel, ele sunt locuri frecventate de mult timp de turişti. Unele geosituri prezintă un interes turistic prin ele însele (cum sunt cele din zonele montane înalte; din deşerturi etc) întrucât alte elemente ale peisajului lipsesc. Însă, în alte cazuri atractivitatea geositurilor este amplificată de prezenţa altor elemente de interes turistic naturale sau/şi antropic.

În pofida umanizării mediului din jurul lor, geositurile sunt percepute ca şi spaţii naturale, unele dintre ele "beneficiind" şi de o protecţie legală (ex. Râpa Roşie, Muntele de Sare de la Slanic Prahova etc)

Fluxul turistic spre geosituri poate cunoaşte o frecvenţă sezonieră (vara şi iarna în zonele montane înalte) sau în tot timpul anului (în deşerturi) în funcţie de condiţiile climatice.

Turismul de masa induce o serie de probleme: pe de o parte stimulează interesul pentru geosituri, dar concomitent "contribuie" la degradarea lor, ceea ce face să scadă interesul faţă de situl respectiv. Astăzi, acest proces este amplificat de posibilitatea ajungerii cu mijloace de transport poluante până în imediata apropiere. Sunt cunoscute suficiente exemple de degradare a unor geosituri datorită poluării aerului, apelor, precum şi a vibraţiilor artificiale produse de mijloacele de transport sau de alt tip. În acelaşi context, deşi publicul este informat de calităţile specifice ale locului vizitat, precum şi despre regulile de comportament acesta le ignoră.

Turismul într-o primă fază contribuie la creşterea notorietăţii geomorfositului şi deci a interesului turistic. În timp însă, datorită degradării, locul respectiv pierde din atractivitate. De asemenea, dacă infrastructura şi "dotarea" geositului sunt insuficiente în raport cu frecvenţa

turiştilor va duce la o disfuncţionalitate în utilizarea lui şi el va intra într-un declin turistic.

Studiul relaţiilor dintre turism şi geomorfologie nu este un lucru nou (Michaud, 1983, Lazato-Giotard, 1985, Debartiert, 1995, s.s.). Există o comisie în cadrul I.A.G., condusă de *E. Reynard*, care are ca principal obiectiv studierea relaţiilor dintre geologie, geomorfologie şi turism.

Panizza M. (1999), unul dintre promotorii acestei noi orientări, în studiul reliefului, arată că geositurile constituie o importantă resursă turistică, atât prin formele sale (ex. câmp de dune, relief glaciar etc) cât şi prin procese (erupţii vulcanice etc). Prin acestea, geomorfologia oferă un potenţial turistic al locului *(ofertă originală)*. Această ofertă se modifică în funcţie de evoluţia morfologică, politică sau economică a locului. Autorul amintit citează cazul oraşului Vestmannayjar, din Islanda, care a intrat în circuitul turistic după erupţia vulcanului din anul 1973. Un alt caz este cel al vulcanului St. Helens, care prin erupţia din 1980 a devenit un loc de maxim interes turistic şi ştiintific.

Pe lângă aceasta ofertă originală a geositurilor este şi ***oferta derivată,*** care cuprinde *"toată seria de instrumente şi servicii care vizează valorificarea potenţialului turistic"*.

Între geomorfologie şi turism există o strânsă şi complexă legătură. *Reynard E. şi colab.* (2003), preluând unele idei de la *Panizza M. şi Cendrero S.* (1999), arată în ce constă această relaţie complexă:

a.) în impactul formelor de relief şi a proceselor geomorfologice asupra turismului, care poate fi pozitiv (prin atractivitate) sau poate fi negativ prin pierderile provocate (avalanşe, alunecări de teren, prăbuşiri etc);

b.) în impactul turismului asupra patrimoniului geomorfologic.

Lipsa unei culturi geoştiinţifice a marelui public şi a specialiştilor din alte domenii, în particular a celor care lucrează în turism, face să existe o slabă sensibilitate pentru protejarea siturilor geomorfologice.

Marthaler M. (2003) consideră că o bună conlucrare între geoştiinţe şi actorii lumii turistice poate genera numeroase beneficii:

-descoperirea unei lumi ştiinţfice graţie frumuseţii peisajelor naturale;

-o mare deschidere a spiritului, ceea ce permite lărgirea noţiunilor de timp şi de spaţiu;

-stimularea curiozităţii turiştilor: un voiaj propriu zis îi ajută "în realizarea" unor voiaje imaginare, depăşind timpul şi spaţiul.

Atributul turistic al geositurilor



Figura 232. Parapantism, Chamonix-Mt Blanc, Franţa



Figura 233. Telecabina- staţiunea turistică, Chamonix, Mt Blanc, Franţa

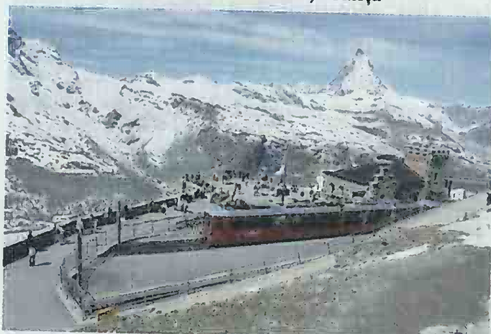


Figura 234. Complexul turistic Gornergrat (3089 m altitudine), Alpii elveţieni.



Figura 235. Telecabina pe Dealul Cetaţii Deva



Figura 236. Ruinele castrului roman de la Porolissum (lângă Zalău, Sălaj)



Figura 237. Ruinele capitalei regale a Daciei-Sarmisegetusa Regia



Figura 238. Valorificarea turistică a lacurilor sărate, rezultate prin prăbuşirea salinelor de la Slatina/Solotvino (Ucraina)



Figura 239. Salina Praid. Amenajare interioară pentru turism

7. MANAGEMENTUL GEOSITURILOR

7.1 MANAGEMENTUL GEOSITURILOR

Managementul geositurilor trebuie sa aibă ca fir conceptual dezvoltarea durabilă în sensul că valorificarea şi protejarea actuală să se facă în aşa măsura încât să se asigure transmiterea lor generaţiilor care vor veni. Managementul geositurilor se înscrie în problematica şi concepţia generală a managementului mediului înconjurator, având ca specificitate protejarea unor locuri care prezintă un interes deosebit sub aspect ştiinţific, cultural sau artistic.

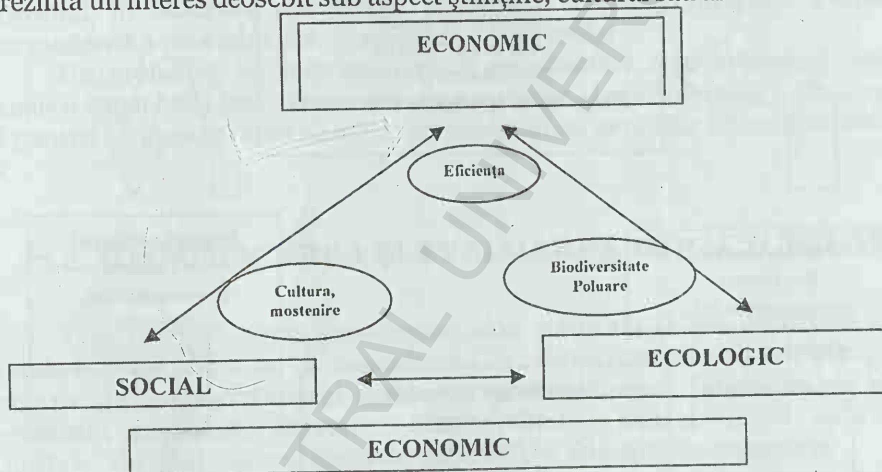


Figura 240. Tranzacţii între cele trei obiective ale dezvoltării durabile (preluare după *Munasinghe M.*, 1993).

Abordarea dezvoltării durabile trebuie privită pe trei paliere (*Munasinghe M.*, 1993):

-o abordare economică, bazată pe principiul optimalităţii şi al eficienţei economice;

-o abordare ecologică axată pe stabilitatea fizică a geositurilor;

-o abordare socio-culturală, care caută să menţină stabilitatea sistemelor sociale şi culturale, inclusiv prin reducerea conflictelor distructive

Legătura dintre suportabilitatea socio-culturală si cea ecologică este demonstrată de similaritatea organizaţională dintre societatea omenească şi sistemele ecologice (*Manoliu M, Ionescu Cristina*, 1998).

Politicile de protecţia geositurilor, cuprind regulile şi/sau funcţiile cu care este compatibilă sau incompatibilă activitatea antropică, atât ca individ cât şi colectivitate. Acestea trebuie să aibă la bază evaluarea riscurilor

determinate de periculozitatea geomorfologică la care poate fi expus situl respectiv şi stabilirea capacităţii sale de a rezista.

Aceasta are două aspecte: elasticitatea-rezilienţa sistemului, adică menţinerea modelelelor în faţa perturbărilor externe şi capacitatea geositului de a rămâne stabil ca răspuns la fluctuaţiile de mediu, ceea ce presupune:

- *evaluarea impactului* geomorfositului asupra mediului şi a societăţii omeneşti şi luarea măsurilor optime în vederea protejării sale;
- *propuneri concrete* privind protejarea şi conservarea geomorfositurilor în contextul valorificării lor.

Pentru a fi eficiente programele de protecţie a geositurilor trebuie să fie integrate într-un sistem managerial care cuprinde întreaga activitate managerială şi, de asemenea, se înscrie în standardele internaţionale (ISO/DIS14001).

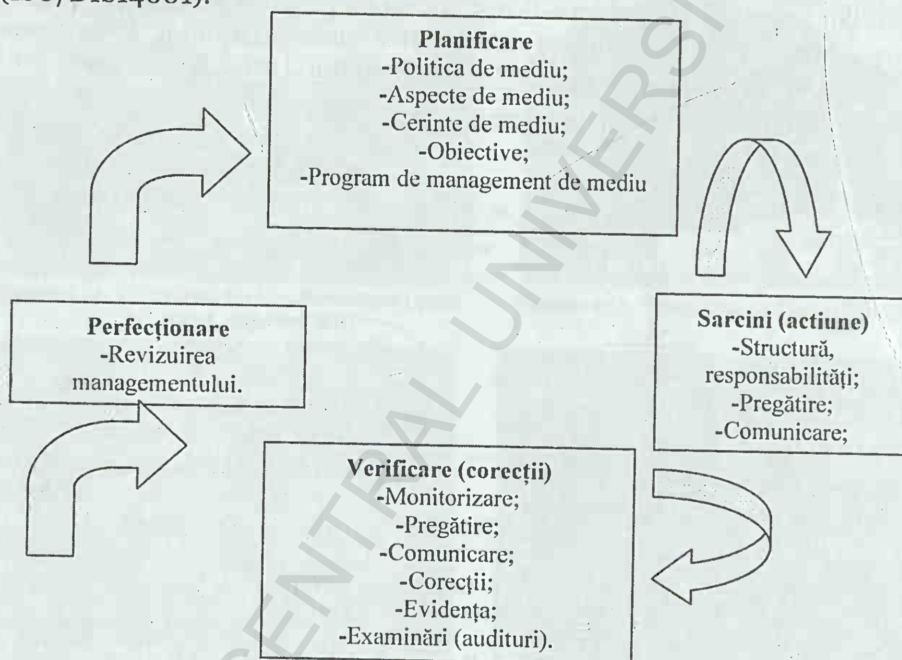


Figura 241. Elementele ISO 14001
(după Environmental management system. Training ressource Kit. UNEP/ICC/FIDIC, Versiomn 1.0. December, 1995, sursa: http://www.unep.or.jp).

Referitor la *aspectul protejării şi valorificării geositurilor* se pot deosebi trei situaţii:

- *lipsa de acţiune*-factorii răspunzători nu consideră că sunt „pericole” pentru geositul respectiv, decât când este prea târziu;
- *aşteptarea* -când aceeaşi factori aşteaptă indicaţiile din exterior- ce şi cum trebuie să acţioneze pentru protejarea geositurilor;
- *acţiunea* -problema protejării geomorfositului este privită activ în contextul general valorificare – protejare - conservare, luându-se măsuri concrete în acest sens.

Politicile de valorificare şi protejare a geositurilor trebuie să se înscrie ca o componentă particulară în standardul managementului de mediu (SMM), ca parte integrantă a sistemului general de mananagement, care include structura organizaţională, activităţile de planificare, responsabilităţi, practică, proceduri, procese şi resurse.

Cerinţele standardului de Management de Mediu (SMM) conform ISO/DIS 14001 sunt:

•*planificarea* care se referă la stabilirea scopului şi a obiectivelor generale şi la elaborarea metodologică;

•*acţiunea* -implementarea planului, măsurile stabilite sunt puse în aplicare;

•*verificarea* înseamnă evaluarea rezultatelor acestuia;

•*perfecţionarea* -ce acţiuni trebuie întreprinse pentru remedierea deficienţelor constatate.

Stabilirea unui standard de management al siturilor crează ordine şi coerenţă în alocarea resurselor, atribuirea responsabilităţilor, evaluarea permanentă a procedurilor, practicilor şi proceselor.

Un standard de management al geositurilor este important pentru crearea capacităţii unei organizaţii de a anticipa şi realiza obiectivele propuse şi pentru asigurarea unei conformări continue cu cerinţele internaţionale.

7.2. IDENTIFICAREA ŞI EVALUAREA IMPACTURILOR

Impacturile asupra geositurilor sunt naturale şi/sau antropice şi ele conduc la deteriorarea şi degradarea lor. ***Impacturile naturale*** pot fi cauzate de unele procese şi fenomene geomorfologice (alunecări de teren, prăbuşiri, eroziune), climatice, hidrice, biotice sau de unele intervenţii „brutale” de tipul cutremurelor de pământ sau a erupţiilor vulcanice.

Deteriorarea şi degradarea antropică sunt rezultatul poluării (ploile acide), vibraţiilor, intervenţiilor directe asupra geositurilor. Întrucât geositurile prezintă un interes turistic, o parte a degradării lor provine din amenajarea turistică necorespunzătoare, prin absenţa unui sistem de pază etc.

Evaluarea impactului tuturor factorilor sau numai al unora dintre ei trebuie să cuprindă: scara impactului, severitatea impactului, probabilitatea de apariţie, durata impactului, potenţialele implicaţii legale, dificultatea şi costul modificării impactului, efectul schimbărilor asupra altor activităţi şi procese.

În evaluarea impactului de mediu, în cazul geositurilor trebuie respectate următoarelele principii (*Manoliu M, Ionescu Cristina*, 1998):

- axarea pe problemele principale;
- implicarea persoanelor şi a grupurilor corespunzătoare;
- prezentarea unor opţiuni clare pentru micşorarea impactului;
- furnizarea informaţiilor într-o formă clară pentru a fi utile factorilor de decizie;
- corelarea informaţiilor cu deciziile luate.

7.3. AUDITUL SMG (Standardul de management al geositurilor)

Auditul trebuie efectuat periodic şi are ca scop stabilirea modului în care sistemul corespunde cu elementele de planificare şi dacă a fost implementat şi întreţinut în mod corespunzător.

Auditul poate fi efectuat atât de personalul propriu cât şi de personal extern, dar specializat şi selectat de factori competenţi.

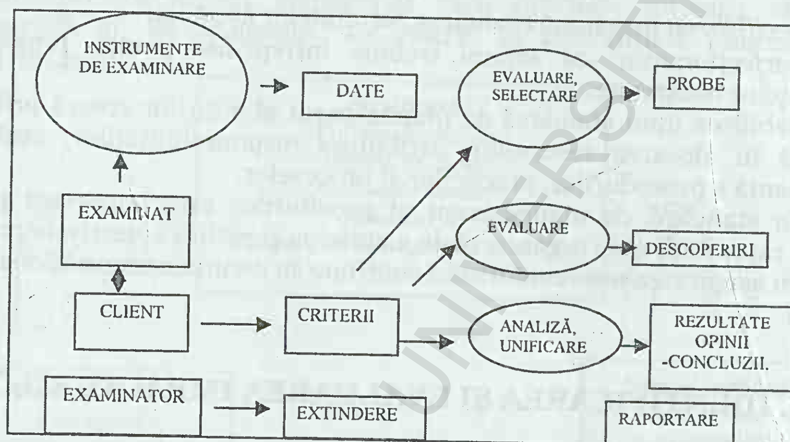


Figura 242. Principalele concepte ale auditului de mediu (*după Environmental management system. Training ressource Kit. UNEP/ICC/FIDIC, Versiomn 1.0. December, 1995, http://www.unep.or.jp)*

Un bun audit trebuie să respecte câteva principii generale:

• stabilirea cu claritate a obiectivelor urmărite;

• obiectivitate, independenţă a celui care realizează obiectivul;

• profesionalism şi promptitudine, discreţia, confidenţialitatea examinatorului care efectuează auditul;

• respectarea unor reguli generale impuse pentru specificul standardelor de management ale geositurilor;

• culegerea de informaţii, analiza şi interpretarea lor corectă; cantitatea şi calitatea a acestora trebuie să fie specifice pentru a ajunge la rezultate satisfăcătoare;

• concluziile auditului trebuie să conducă la o încredere reciprocă între examinator şi solicitant.

Principalele concepte ale auditului unui geosit sau peisaj geomorfologic derivă din cele ale auditului de mediu (fig. 242).

Strategia de dezvoltare generală a geositurilor trebuie să cuprindă ansamblul elementelor ştiinţifice şi economice care-i aparţin. Aceasta presupune o analiză calitativă şi cantitativă a sitului respectiv. Întrega strategie de valorificare şi protejare a geositurilor trebuie să fie adaptată unui

cadru juridic legal. În interiorul acestuia trebuie să existe şi o autonomie de intervenţie, ceea ce înseamnă definirea modalităţilor de control a acestei autonomii.

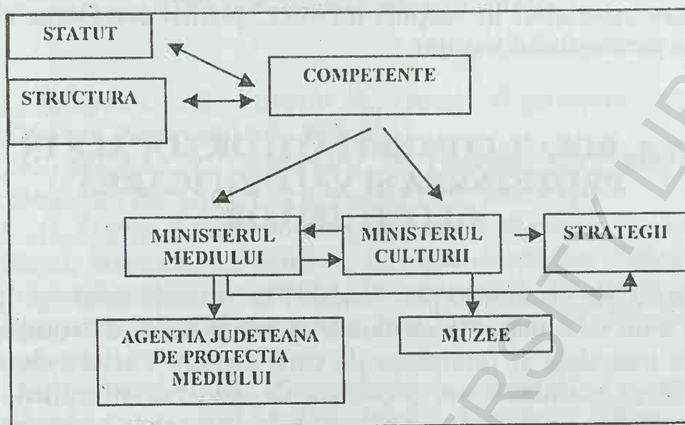


Figura 243. Schema managementului geositurilor în România

Se impune realizarea unui sistem coerent, factori centrali (naţionali şi judeţeni) şi factori locali (comunali) care să stabilească o strategie de protecţie a geositurilor. Aceasta presupune o cooperare interparteneriálă bazată pe o bună circulaţie a informaţiei eficiente.

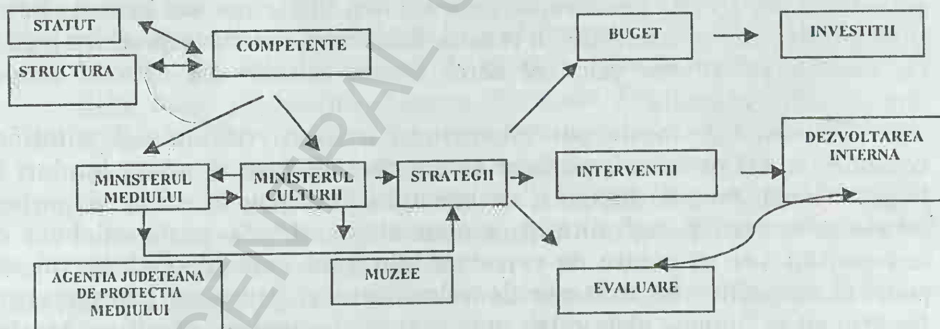


Figura 244. Schema de analiza a managementului unui geosit

7.4. STRATEGIA DE VALORIFICARE ŞI PROTEJARE A GEOSITURILOR

Strategia de valorificare şi protejarea geositurilor trebuie să cuprindă:

- stabilirea limitelor spaţiale actuale ale unui geosit;
- prognoza evoluţiei geositurilor atât datorită proceselor naturale cât şi ca urmare a intervenţiilor antropice directe (vizitatori) sau indirecte (diferite lucrări, poluare);

• finanţarea protejării geositurilor, care se poate face din surse locale (ale primăriilor) de la bugetul de stat (prin ministerele şi agenţiile de resort) din veniturile proprii realizate şi din sponsorizări. Fondurile respective vor fi orientate spre amenajări în scopuri turistice, pentru cercetarea şiinţifică şi pentru plata personalului angajat.

7.5. ROLUL COMUNITĂŢILOR LOCALE ÎN PROTEJAREA ŞI VALORIFICAREA GEOSITURILOR

Competenţele comunităţilor locale în valorificarea şi protejarea geositurilor sunt în funcţie de atributele stabilite legal, de vocaţia lor şi de posibilităţile materiale şi financiare de care dispun. Factorii de conducere locali trebuie să conştientizeze populaţia de valoarea ştiinţifică, culturală, artistică şi turistică a geositului, precum şi de avantajele economice pe care acestea le poate aduce în mod direct (vizitarea de către turişti) cât şi indirect prin diverse servicii de cazare, de campare, masă, ghidaj etc.

„Funcţionarea" corespunzătoare a unui geosit presupune o bună echipare tehnică. Cheltuielile impuse de această echipare pot fi asumate de primării sau pot fi transferate unor investitori cu condiţia respectării tuturor condiţiilor de protejare şi conservare a geositurilor respective. De asemenea, primăriile pot aproba practicarea unor servicii în incinta sau în vecinătatea unui geosit (care se constituie în resurse financiar), dar cu respectarea legii şi cu excluderea tuturor celor al căror obiect lucrativ nu este în scopul „menţinerii" geositului.

Comunităţile locale pot întreprinde activităţi culturale şi ştiinţifice comune cu alţi parteneri, pe baza unor convenţii care să aducă fonduri în bugetul local. Se pot organiza, de exemplu, concerte în saline şi peşteri, escaladarea unor pereţi abrupţi, a unor stânci etc. Se poate colabora cu universităţi sau cu centre de cercetare ştiinţifică care să pună în valoare geositul respectiv. În strategia de valorificare şi protejare (conservare a fiecărui sit se impune elaborarea unor cerinţe particulare, specifice. Acestea se referă la protecţia mediului în general, a geositului în special, la ameliorarea condiţiilor existente. Toate acţiunile de protejare şi valorificare a geositurilor trebuie, înainte de toate, să fie adaptate unui cadru juridic legal, dar în interiorul cadrului legal trebuie să existe şi o autonomie de intervenţie. Se impune însă definirea modalităţilor de control a acestei autonomii.

BIBLIOGRAFIE SELECTIVĂ

Accordi, B., Palimieri L. E., Parotto M., (1997), *Il globo terrestre e la sua evoluzione*, Zanichelli Ed., Bologna.

Anastasiu, N., Mutihac, V., Grigorescu, D., Popescu, Gh., (1998), *Dicționar de Geologie*, Ed. Didactică şi Pedagocică, Bucureşti.

Armand, A., D., (1975), *Science du paysage*, Myst Moscou.

Armaş, Iuliana, Damian, R., Şandric, I., Osaci-Costache, Gabriela, (2003), *Vulnerabilitatea versanţilor la alunecări de teren în sectorul subcarpatic al văii Prahova*, Ed. Fundaţiei România de Mâine, Bucureşti.

Armaş, Iuliana, Damian, R., Verga Mihaela, Horvath I., (2004), *Saline integrate în circuitul turistic. Praid, Tg. Ocna, Slănic, Cacica.* Ed. Cartea Universitară, Bucureşti.

Bady, J.P., (1995), *Patrimoine culturel, patrimoine naturel.* Paris.

Bagnold, R., A., (1941), *The phisics of blown Sands and Desert Dunes*, William Morrow and Companz in 1971. Republished by Capman and Hall Methuen Halsted Press.

Ballais, J.L., Marre, A., Mietton, M., Miossec, A., Morin, S., Valadas, B., Veyret Yvette, (1998), *L`erosion entre nature et société.* Sedes.

Barozzini E., Bertogna I., Castaldini D., Del Prete C., Chiriac C., Gorgoni C., Ilies D., C., Sala L., Valdati J., (2003), Riserva Naturale Regionale delle Salse di Nirano. *Riserva Naturale Regionale delle Salse di Nirano": Carta Turistico- Ambientale. Comune di Fiorano- Assessorato Ambiente, Eliofototecnica Barbieri, Parma.*

Barrettino D., Vallejo M. & Gallego E. (eds.), (1999), *Towards the balanced management of Geological Heritage in the New Millenium.* Sociedad Geologica de España, Madrid.

Bălteanu D., (1983), *Experimentul de teren în geomorfologie*, Editura Academiei, Bucureşti.

Bălteanu D., Alexe, Rădiţa, (2000), *Hazarde naturale şi antropice*, Ed. Corint, Bucureşti.

Bărbuneanu, P., I., (1967), *Mările şi oceanele Pământului*, Editura Militară, Bucureşti.

Bell, F., 2001, *Geologia ambientale. Teoria e Pratica*, Zanichelli Ed., Bologna, Italia.

Bertrand, G., 1968, *Paysage et géographie physique*, Esquisse méthodologique, Rev. Geogr. Des Pyrvnées, 39, 3, Touluse.

Berque A., (2000), *Médiance de millieux en paysages*, Ed. Belin, Paris.

Birot, P., (1968), *The Cyrcle of erosion in different climates*, Basford.

Blaga, L., (2006), *Luntrea lui Caron*, Editura Humanitas, Bucureşti.

Bleahu, M., (1975), *Morfologia carstică*, Editura Ştiinţifică, Bucureşti.

Bleahu M., (1989), *Tectonica globală*, Ed. Ştiinţifică şi Enciclopedică, Bucureşti.

Bleahu, M., (2004), *Arca lui Noe în secolul XXI. Ariile protejate şi protecţia naturii*. Editura Naţional, Bucureşti.

Bomer, B., (1994), *Le paysage vu par les géographes et par les autres*, Bull. Assoc. Geogr. Français, 1, Paris.

Brătescu, C., (1938), *Morfologia Cadrilaterului*, Anal. Dobrogei IX, 1.

Capot-Ray, R., (1948), *Les depacement des sables eolienes et la formation des dunes desertiques*, dupa R.A. Bagnold, in Traveaux Inst. Rech. Sahariennes.

Carton A., Cavallin A., Francavilla F., Mantovani F., Panizza M., Pellegrini G.B., Tellini C., con la collaborazione di Bini A., Castaldini D., Giorgi G., Floris B., Marchetti M., Soldati M., Surian N., (1994), *Ricerche ambientali per l'individuazione e la valutazione dei beni geomorfologici. Metodi ed esempi*. Il Quaternario, 7(1).

Castaldini, D., Chiriac C., Ilieş Dorina, Valdati J., (2003), *Geomorphological Sensitivity: The case study of the natural reserve of „Salse di Nirano" (Modena Appennines)*, în Geomorphological sensitivity and system response, Camerino.

Castaldini D., Ilieş Dorina Camelia, Valdati J, Chiriac C., (2003), *Documenti digitali per la conoscenza integrata dei Geositi: L'esempio della Riserva Naturale delle Salse di Nirano*, în „La memoria della Terra, la Terra della Memoria", Modena.

Challey, A., (1950), *Morphologie structurale et morphologie climatique*, Ann. Geogr., 39.

Chardonnet, J., (1965), *Tratė de morphologie. Relief et structure*, P U F Paris.

Chorley R., J., Schumm S., a., Suggden D., E., (1984), *Geomorphology*, Methuen, London.

Cioaca, A., (2006), *Probleme speciale de geomorfologie*. Editura Fundatiei Romania de Maine, Bucuresti.

Cioaca, A., Dinu, Mihaela, (2006), *China. Pădurile de piatră*. Revista Terra Magazin, 11(109), Bucureşti.

Cioaca, A., (2006), *Tărâmul Munţilor Sacri*, Revista Terra Magazin, 10, Bucureşti.

Cioaca, A., (2007), *Munţii albi şi faleze roz*, Revista Terra Magazin, nr. 6-7-8 (116), Bucureşti.

Cioaca, A., (2007), *Tărâmul munţilor sacrii*, Revista Terra Magazin, nr. 10 (108), Bucureşti.

Claval, P., (1995), *Géographie culturele*, Ed. Nathan, Paris.

Cloos, H., (1969), *Dialog cu pamantul*, Editura Ştiinţifică, Bucureşti.

Coatu, Nicoleta, (1986), *Legende populare geografice*. Editura Sport Turism, Bucureşti.

Coratza P. & Marchetti M. (eds.), (2002), *Geomorphological Sites: research, assessment and improvement*. Proceedings of the Workshop held in Modena, Italy, on June 19-22, 2002, Legoprint, Lavis (Trento), 110 p.

Cremaschi, M., 2003, *Manuale di geoarchaeologia*, ed. Later 2A.
Cocean, P., 2000, *Munţii Apuseni. Procese şi forme carstice*. Editura Academiei Romane, Bucureşti.
Cobalcescu, Gr. , (1883), *Studii geologice şi palentologice asupra unor tărâmuri terţiare*. Mem.geol, Sc. Militară Iaşi.
Coteţ, P., (1971), *Geomorfologie cu elemente de geologie*, Ed. Didactica si Pedagogica, Bucuresti.
Coteţ, P., (1973), *Geomorfologia României*, Ed. Tehnică, Bucureşti.
Damian R., (2001), *Geologie generală*, Ed. Universităţii din Bucureşti, Bucureşti.
Darwin, Ch., (1842), *The Structure and Distribution of Coral Reefs*.
Dépéret, Ch., (1890), *Apercu sur la geologie de chainon de Saint –Chinian*, Bull. soc. Geol. France, vol 27.
Debartieux, B., (1995), *Tourisme et management*, Paris, Economica.
Derruau, M., (1958), *Précis de Geomorphologie*, Masson et Cie, Paris.
Dicu, Ana, (2005), *Vulcanii noroiosi din zona Buzăului*, Ed. Victor B. Victor.
Dikan, R., Brunsten, d., Schrott, I., Ibsen, Maia-Laura (edit), 1996, *Landslide recognition. Identification, movement and causes*. Wiley, Chichester, England.
Dincă, I., (2005), *Peisajele geografice ale Terrei. Teoria peisajului*. Editura Universităţii din Oradea.
Dinu, C., Pauliuc, S., Barus, S., (1988), *Geologie structurală*, Univ. Bucureşti.
Dinu, Mihaela, (1999), *Subcarpatii dintre Topolog si Bistrita Vâlcii*, Ed. Academiei Romane.
Dragomir, B., P., (1994), *Geologie fizică generală*, Editura Universităţii Bucureşti.
Dragomir, B., P., Androhovici, Anca, (2001), *Geologie fizică-lucrari practice*, Ed. Universităţii Bucureşti, Bucureşti.
Drăguţ, L., (2000), *Geografia peisajului*, Ed. Pressa Universitară Clujeană.
Eliade, M., (1991), *Istoria Religiilor şi a credinţelor religioase*, Editura Ştiinţifică, Bucureşti.
Embleton, C., King, C., A., M., (1971), *Glacial and Periglacial Geomorphology*. University of London, Kings College.
Enache, C., (2001), *Geologie-Paleontologie*, Ed. Universităţii din Craiova, Craiova.
Flint, R.,F., (1971), *Glacial and Quaternay Geology*, John Wiley and Sons Inc Book.
Gâştescu, P., Ştiucă, R., (2008), *Delta Dunării. Rezervaţie a Biosferei*. Ed. C D Press.
Getis, A., Getis Judith, Fellmann, J., D., (2002), *Introduction to Geography*, Mc. Grow-Hill Higher Education.
Geyer, M., Megerle, A., (2003), *Gétourism et développement durable en Allemagne du Sud*, Travaux et Recherches, nr. 24, Lausanne.
Gilvear D., J., Bravard, J.,P., (1993), *Geomorphology of temperat rivers*, in *Fluvial dynamics*, in Petts G and Amoros C (eds).

Grasu, C., (1984), *Geologie structurală cu elemente de cartografie geologică*, Iaşi.

Grecu, Florina, (1997), *Fenomene naturale de risc geologice şi geomorfologice*, Ed. Universităţii, Bucureşti.

Grecu, Florina, (1997), *Gheaţa şi gheţarii*, Editura Tehnică, Bucureşti.

Grecu, Florina, Palmentola, G. (2003), *Geomorfologie dinamică*, Edit. Tehnică, Bucureşti.

Grigore, M., (1979), *Reprezentarea grafică şi cartografică a formelor de relief*, Editura Academiei, Bucureşti.

Grigore, M., Achim, F., (2003), *Alunecările de teren si unele elemente specifice ale acestora pe teritoriul României*, Ed. Universitară, Bucureşti.

Ielenicz, M., Comănescu, Laura, Mihai, B., Nedelea, Al., Oprea, R., Pătru, Ileana, (1999), *Dicţionar de Geografie fizică*, Editura Universităţii Bucureşti.

Ielenicz, M., (2000), *Geografie generală*, Ed. Fundaţiei România de Mâine, Bucureşti.

Ielenicz, M., (2004), *Geomorfologie*, Editura Universitară Bucureşti.

Ilieş Dorina Camelia, (2000), *Geologie generală – lucrări practice*, Editura Universităţii din Oradea, Oradea.

Ilies Dorina Camelia., Josan, N., (2007), *Preliminary contribution to the investigation of the geosites from Apuseni Mountains, Romania*, Revista de Geomorfologie, Editura Universitaţii din Bucuresti.

Ilies Dorina Camelia, Josan., N., (2008), *Some aspects regarding the genesis of geosites*, GeoJournal of Tourism and Geosites, Year I, no 1, vol 1/2008, Oradea University Press.

Irimuş, Ioan-Aurel, (2003), *Geografia fizică a României*, Editura Casa Cărţii de Ştiinţă, Cluj-Napoca.

Josan N., Petrea D., Petrea Rodica, (1996), *Geomorfologie genarala*, Editura Universitatii din Oradea.

Josan N., Ilies D. C., Nistor, S., (2002), *Geomorphological sites in the mountain area of Bihor county (Romania)*, Proceeedings ``Gomorphological sites: research, assessment and improvement``, Modena (Italy) 19-22 June 2002, 64-66.

Johnson, D., (1932), *Rock planes of arid regions*, G.R. 22.

Josan, N., (1984), *Relieful în continuă transformare*, Ed. Sport-Turism, Bucureşti.

Josan, N., (1986), *Cum s-a format relieful?*, Editura Ştiinţifică, Bucureşti.

Josan., N., Petrea Rodica, Petrea D., (1996), *Geomorfologie generală*, Ed. Universităţii din Oradea, 408p.

Kalesnik, S.,V., (1984), *Problemy fizicheskoi geogragrafii*, Izd-vo „Nauca"-Leningrad.

Laszlo, P., (1993), *La vulgarisation scientifique*, Paris.

Lazato-Giotard, (1985), Géographie du tourisme: de l'espace regardé a l'espace consommé, Paris, Masson.

Leopold L.B., Wolman J.P, (1957), *River channel patterns: Braided, Meandering and Straight*, USGS Reston, US Geological Survey , 282 B.
Lăzărescu, V., (1980), *Geologia fizică*, Editura Tehnică, Bucureşti.
Liboutry, L., (1965), *Traite de Glaciologie*, Ed. Elsevier-Masson.
Mac, I., (1986), *Elemente de geomorfologie dinamică*, Ed. Academiei, Bucureşti.
Mac, I., (1990), *Peisajul geografic. Conţinut şi semnificaţie ştiinţifică.* Revista Terra, nr.1-4, Bucureşti.
Mac, I., (1996), *Geomorfosfera si geomorfosistemele*, Ed. PUC Cluj Napoca.
Mac, I., (2000), *Geografie generală*, Editura Europontic.
Mac, I., (2008), *Geografia normativă*, Ed. Presa Universitară Clujeană, Cluj Napoca.
Madigan, C., T., (1946), *The sand formations. Simpson Desert Expedition, 1939*. Scientific Report 6: Geology, Royal Society of Australia, Transactions, 70 (1).
Manoliu, M., Ionescu, Cristina, (1998), *Dezvoltare durabilă şi protecţia mediului*. H.G.A. Bucureşti.
Marin, I., (2005), *Latitudinea şi etajarea peisajelor*, Revista Terra, LII-LIV, Bucureşti.
Marre, A., (1987), *Le tell oriental algerian, Etude geomorphologique*, Office des Publications Universitaires, Alger.
Marthaler, M., (2003), *Le mémoire de la Terre cachée derriére les panoramas*, Géomoprph. et tourisme, Lausanne.
Messner, R., (1978), *Everest: Expedition to Ultimate.*
Michaud, J., L., (1983), *Le tourisme face lenvironment*, Paris, P.U.F.
Mihăilescu, V, (1968), *Geografia teoretică*, Editura Academiei, Bucureşti.
Miossec, A., (1998), *L'aménagement des littoraux a la géstion integrée des zones côtieres*. In A. Miossec (dir) Geographie humaine des littorsaux maritimes, SEDES-CNED.
Mironov, Al., (1977), *Enigmatic, Pământul*, Editura Sensul românesc, Bucureşti.
Munasinghe M., (1993), *Environmental Economics and sustaiable Development*, World and Environment Paper 3, WB.
Mutihac, V., (1990), *Structura geologică a teritoriului României*, Editura Tehnică, Bucureşti.
Naum, T., Grigore, M., (1974), *Geomorfologie*, Editura Didactică si Pedagogică, Bucuresti.
Neamu, Gh., (1979), *Popasuri pe şase continente*. Editura Ion Creangă, Bucureşti.
Niculescu, Gh., (1965), *Munţii Godeanu. Studiu geomorfologic*. Editura Academiei R.S.R, Bucureşti.
Niculescu, Gh., (1982), *Modelarea reliefului în Masivul Ciucaş*. BSSG, Bucureşti.
Nyarady, E.I., (1937), *Cheia Turzii. Lucrare monografică*, Cluj Napoca.

Obrucev, V., A., (1952), *Bazele geologiei*, Editura de Stat pentru Literatură Ştiinţifică.

Olaru, L., Ionesi, V., Tabăra, D., (2004), *Geologie fizica*, Ed. Univ. „Al. I. Cuza" din Iaşi.

Panizza, M., (1992), *Geomorphologia*, Bologna.

Panizza M., (1988), *Geomorphodiversity of the dolomites and some remarks on recent rock falls*, în „Guide naturalistiche delle Dolomiti venete, vol I, Dolomiti, S. Vito di cadore".

Panizza M., (1999a) - *Geomorphological assets: concepts, methods and examples of survey*. In: D. BARETTINO, VALLEYO M. & GALLEGO E. (eds.), Towards the Balanced management and Conservation of the Geological heritage in the New Millenium. Sociedad Geológica de España, Madrid.

Panizza M. (2001a) - *Geomorphosites: Concepts, methods and examples of geomorphological survey. Chinese Science Bulletin, 46*. Panizza, M., *(2005), Manuale di Gemorfologia applicata,* Francoangeli, 459-482.

Panizza M., Piacente Sandra, (2000), *Relazioni tra le scienze della terra e patrimonio storico-archeiologico*. In Lollino G (eds), "Condizionamenti geologici e Geotecnici nella Conservazione del Aptrimonio Storico-Culturale". Atti Convegno GeoBen 2000, Torino 7-9 Giugno 2000.

Panizza, M., Piacente, Sandra, (1999), *Il concetto di "bene" nel paesaggio fisico,* in: M. Bertacchini, C. Giusti, M. Marchetti, M. Panizza & M. Pellegrini (a cura di) "I Beni Geologici della Provincia di Modena", Modena, Artioli Editore.

Panizza M., Piacente, Sandra (2003), *Geomorfologia culturale, Pitagora Editrice, Bologna.*

Panizza, M., Piacente, Sandra, (2008), *Geomorphosites and geotourism*, Rev. Geogr. Acadêmica v.2 n.1.

Pauliuc, S., (1968), *Cartografie geologică*, Ed. Did. şi Ped., Bucureşti.

Pavelescu, L., (1980), *Petrografia rocilor magmatice şi metamorfice*, Edit. Tehnică, Bucureşti.

Petrea, D., (1998), *Pragurile şi substanţa, energie şi informaţie în sistemele geomorfologice*, Editura Universităţii din Oradea.

Petrea D., (2005), *Obiect, metodă şi cunoaştere geografică*, Editura Universitaţii din Oradea.

Peyré, J., (2003), *Mont Everest*, Ed. Hoebeke.

Petrescu, I., (1990), *Perioadele glaciare ale Pamantului*, ed. Tehnica, Bucuresti, 251p.

Petrescu, I., Balintoni, I., Codrea V., Filipescu, S., Ionescu, C., Ristoiu D., Chira, C., Har, N., Benea, M., Baciu, C., Bedelean, H., Barbu, O., Popa, M., Petrescu, D., C., Petrescu, Balica, C., Brişan, N., Ianoliu, C., Săsăran, E., Tanţău, I., Prică, I., (2002), *Catastrofe geologice*, Ed. Dacia, Cluj-Napoca.

Peahă, M., (1965), *Vulcanii noroioşi din Romania*, Cerc. Geol. Geogr. 12 (2).

Petrov, M., P., (1986), *Deşerturile terei*, Editura Stiinţifică şi Enciclopedică

Bucureşti.
Piacente S., Bertacchini M, Coratza P. (2001), *La cartografia come strumento di percezione e di gestione dinamica dei beni geologici*, Atti del Convegno Nazionale di cultura cartografica e culture del territorio, Genova, Italy.
Piacente S. & Poli G. (eds.) (2003a) - *La memoria della Terra, la terra della memoria*. Università degli Studi di Modena e Reggio Emilia - Regione Emilia-Romagna - Edizioni L'inchiostroblu, Bologna.
Poli G. & Zarlenga F., (1998), *The conservation of geological heritage in Italy: state of the art and future perspectives of the "GEOSITES"* project. Geologica Balcanica, 28(3-4).
Popescu –Argeşel, I., 1982, *Relieful pe gresii si conglomerate din Munţii Ţibău*, BSSG, Bucureşti.
Posea, Gr., (2002), *Vulcanismul şi relieful vulcanic. Hazarde, riscuri, dezastre. Relieful vulcanic din România*, Ed. Fundaţiei România de Mîine, Bucureşti
Posea, Gr., Ilie I., Grigore, M., Popescu, N., (1970), *Geomorfologie generala*, Editura Didactica si Pedagogica, Bucuresti.
Posea, Gr., Grigore, M., Popescu, N., Ielenicz, M., (1976), *Geomorfologie*, Editura Didactică şi Pedagogică, Bucureşti.
Pralog, J., P., (2004), *Pour une mise en valeur touristique et culture des patrimoines de l`espace alpin: le concept d`histoire totale``*, in Histoire des Alpes, Tour et Chang. Cult., 9.
Pralong, J.-P. (2005), *A method for assessing tourist potential and use of geomorphological sites*, Géomorphologie: relief, processus, environnement, 3.
Pralong, J.-P., Reynard, E. (2005), *A proposal for the classification of geomorphological sites depending on their tourist value*, Il Quaternario, 18 (1).
Quaranta, G., (1993), *Geomorphological assets: conceptual aspect and application in the are aof croda da Lago* (Cortina d'Ampezzo, Dolomites). In Panizza M., Soldati M., Barani, d.European Intensive Course on Applied Geomorph. Proceedings, Modena.
Reynard, E, co-autor (2003), *"Routledge Encyclopedia of Geomorphology" (ISBN 0415 27298 X)*, edited by Goudie A., School of Geography and the Environment, ``*Geosites definition*``, University of Oxford, Oxford.
Reynard, E., (2003a), *Geomorphological sites, public policies and propertyrights*. Conceptualisation and examples from Switzerland, *Il Quaternario.*
Reynard, E., (2004), *Geotopes, geomorphosite et paysages geomorphologiques in Paysages geomorphologiques*, Trav. Rech. Lauanne, 27.
Reynard, E., (2005), *Géomorphosites et paysages*, Géomorphologie: relief, processus, environnement, 3.

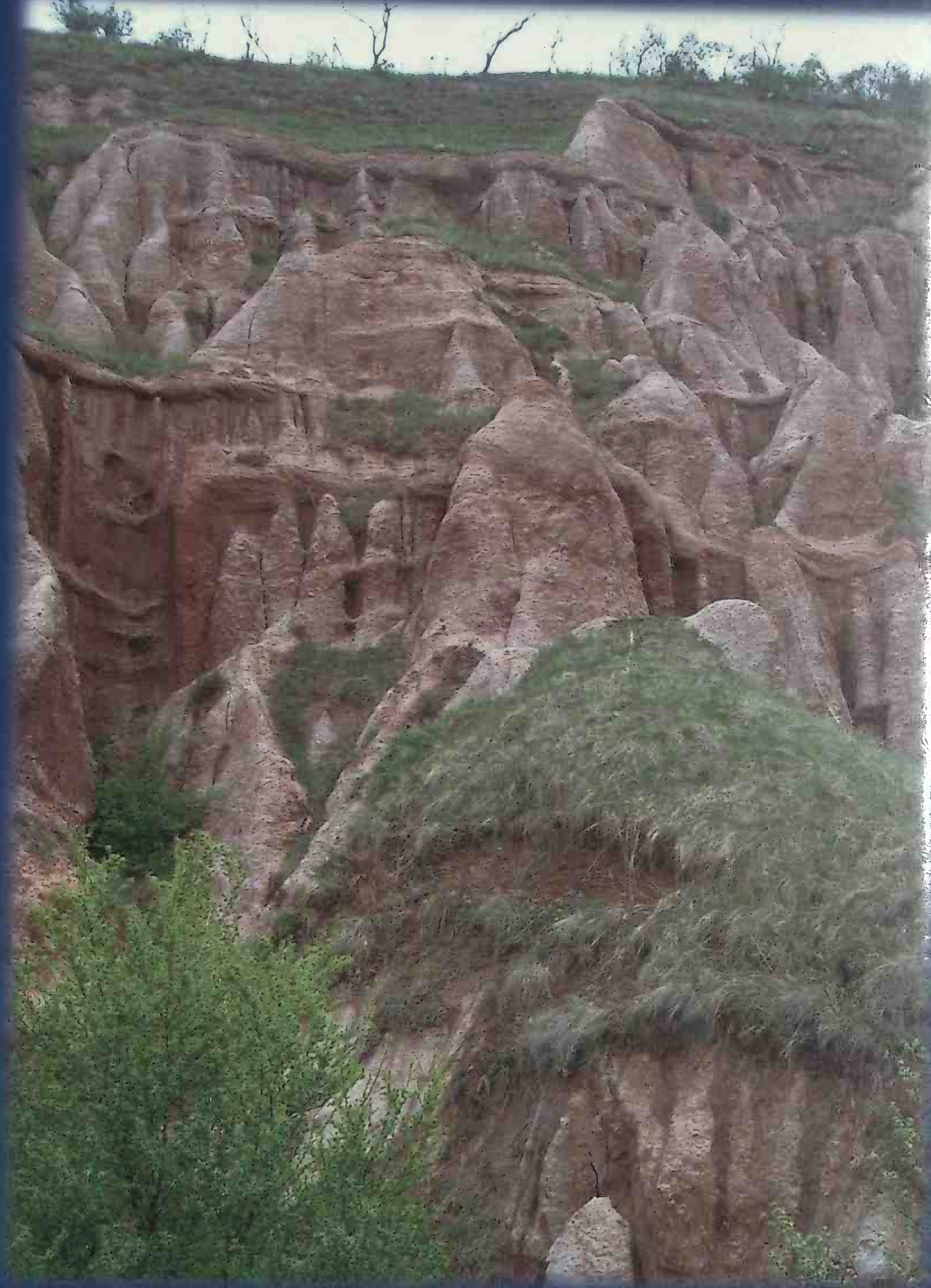
Reynard, E., Holzmann, C., Guex, D., Summermatter, N., (2003), *Geomorphologie et tourisme*. Act. Reunion annuelle Soc. Suisse de Geomorphologie 21-23/9/2003 Finhaut (Suiss).
Reynard, E., Fontana G., Kozlik, L, Scapozza C., (2007), *A method for assessing «scientific» and «additional values» of geomorphosites*, Geographica Helvetica Jg. 62, Heft 3.
Rădoane, Maria, Rădoane N., Ichim, I., Surdeanu, V., (1999), *Ravenele. Forme. Procese. Evoluţie*. Ed. Presa Universitara Clujeana, 266p.
Rădoane, Maria, Dumitru, D., Ichim, I., (2000), *Geomorfologie*, Editura Univeristăţii Suceva.
Răileanu, Gr., Pauliuc, S., (1969), *Geologie generală*, Editura Didactică şi Pedagogică, Bucureşti.
Rădulescu, D., Anastasiu, N., (1979), *Petrografia rocilor sedimentare*, Editura Didactică şi Pedagogică, Bucureşti.
Rittmann, A., (1967), *Vulcanii şi activitatea lor*, Ed. Tehnică, Bucureşti.
Ross, D., A., (1988), *Introduction to oceanography*, Prentice Hall, New Jersey.
Roşu, Al., (1987), Tera-*Geosistemul vieţii*, Editura Şt. Encicolopedică, Bucureşti.
Rudolph, F., (1956), *Himalaya tigers*, Der kampf um das Dach de Welt.
Ruhin L. B., (1966), *Bazele litologiei*, Editura tenică, Bucureşti.
Rus, I., (2004), *Substrat şi peisaj în munţii Pădurea Craiului*, Ed. Presa Universitară Clujeană, .U.C., Cluj Napoca.
Rusu, E., (1999), *Munţii Bârgăului. Studiu fizico-geografic*. Editura Univ. Al. I. Cuza, Iaşi.
Scesi, Laura, Papini, Monica, Gattinoni, Paola, (2003), *Geologia applicata. Il rilevamento geologico-tecnico*, Casa Editrice Ambrosiana.
Simionescu, Teodora, Horaicu, C., (1992), *Geologie generală - lucrări practice*, Ed. Univ. Iaşi.
Schmithüsen, J., (1976), *Allgemeine geosynergetik: Grundlagen der Landschaftskunde*, Serie Lehrbruch der Allgemeine Geographie.
Sobolev S., S, (1948), *The developement of the erosion process in the european USSR, and the struggle against them*, IZD An USSR, Moscow and Leningrad I.
Surdeanu, V., (1998), *Geografia terenurilor degradate*, Editura Presa Universitară Clujeană.
Strahler, A. ,(1973), *Geografia fizică*, Editura Ştiinţifică, Bucureşti.
Stuber, A ,(1997), *Protection des geotopes* iîn : Geiger, W., Stuber, A., (eds): Manuel de protection de la nature en Suisse, Laussane, Delachaux et Niestle.
Şeclăman, M., Marin Cornelia, Luca Anca, (1999), *Introducere în geologie generală*, Editions du Goeland, Bucureşti.
Tazzieff, H., (1963), *Întâlniri cu diavolul*, Bucureşti.
Tricart, J., 1963, *Geomorphologie des regions froid*. Press Univ. France, Paris.
Tricart, J., 1970, *Geomorphology of cold region*. Maemillan, London.

Ţicleanu N., Pauliuc S., (2003), *Geologie generală*, Editura Universitară, Bucureşti, 204 p.
Tyndall, J., (1860), *The glaciers of the Alps*, Ed. Microopaque, New York.
Urdea, P., (2005), *Gheţarii şi relieful*, Ed. Univ. de Vest, Timişoara.
Veyret Y., Valadas B., (1998), *L eau sous forme solide*, in Veyret, Y. (edt), L" erosion entre nature et societe, SEDES.
Veyret, Y. , (2003), *Le risques*, Ed. A. Colin
Vespremeanu, E., (1987), *Probleme de geomorfologie marina. Relieful litoral.* Centrul de Multiplicare, Univ. Bucuresti.
Vespremeanu-Stroe A., (2007), *Ţărmul Deltei Dunării. Studiu de geomorfologie*, Editura Universitară Bucureşti.
Vladimirescu I, (1978), *Hidrologie*, Editura Didactică şi Pedagogică, Bucureşti.
Yatsu, E., (1966), *Rock control in geomorphology*, Sozosha, Tokyo.
Yatsu, E, (2002), *Fantasia in geomorphology*, Sozosha, Tokyo
Yatsu, E., (2002), *Pentru a face geomorfologia mai stiinţifică*, Univ. „Al. I. Cuza", Iasi.
Zăvoianu, I., (1999), *Hidrologie*, Editura Romania de Mâine.
Zenkovici , V., P., 1962, *Osnovy ucenia o razviti morachic beregov*, AN SSR
Weertman, J., (1964) , *The theory of glacier sliding*, J. Glacial 5.
*** *Descoperiti minunile lumii. Ghidurile celor mai spectaculoase peisaje*, 2006, Ed. Reader's Digest, Bucureşti.

Web-sites

www.volcano.und.nodak.edu/vwdocs/vwlessons/plate_tectonics/introduction.html
http://www.edu.pe.ca/southernkings/alfred.htm
http://www.geo.mtu.edu/volcanoes/world.html
http://www.learner.org/exhibits/volcanoes/
http://www.edu.pe.ca/southernkings/earthcrust.htm
www.sesmo.unr.edu/ftp/pub/louie/class/100/plate-tectonics.html)
http://geohayards.cr.usgs.gov/html_files/gsaslide/gsa_38
www.thetech.org/exhibits/online/quakes
www.physicalgeography.net/fundamentals/10m
www.home.earthlink.net/-mjkrech/krech/quakes.htm
http://www.dst.unipi.it/dst/santacroce/vulcanologia12.pdf
http://pubs.usgs.gov/gip/earthq1/plate.html
http://www.liv.ac.uk/earth_sciences/geodynamics/
http://www.physicalgeography.net/fundamentals/10m
http://www.seismo.unr.edu/ftp/pub/louie/class/100/100-earthquakes.html
http://www.seismo.unr.edu
www.onhiatus.com/journal/journal.cgi/TINDEX.html
http://static.panoramio.com/photos/original/2738791.jpg)
www.volcano.und.nodak.edu
http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/f/f3/Diamond-Head-Hawaii-Nov-2001.jpg
www.flickr.com/photos

www.descopera.ro/mediterana/4598842
http://static.panoramio.com/photos/original/2738791.jpg
http://www.dst.unipi.it
http://www.geology.sdsu.edu
www.ngdc.noaa.gov
www.romantic-germany.info/.../Maar.jpg
http://www.fasttravel.ro
www.seismo.unr.edu
www.geohayards.cr.usgs.gov
www. commons.wikimedia.org/wiki/File:Foz_de_Igua%C...
http://www.nomadicmatt.com/images/weeklyphoto
http://www.paradoxplace.com/Perspectives/Rome%20&%20Central%20Italy/Bagnoregio)
http://www.flickr.com/photos/amberlicious/120637258
http://www.dana.acvaria.com/2006-toaca2.jpg
http://alpinet.org/foto/2008
http://alpinet.org/foto/2009/06/23
www.panoramio.com/photo/15549746
http://seneka.ro/alex/wordpress/wp-content/uploads/2008/09/10babele_la_sfat.jpg
http://img.carpati.org/users/gi/gigi/gigicepoiu/editor/Ciucas/1221743102_15.jpg
http://alpinet.org/foto/2009
http://ionut.menshealth.ro
http://www.episcopia-ramnicului.ro
www.i37.timypic.com
http://www.descopera.ro/dnews
mihaela.spatiuweb.ro/?p=1456
www.telegraph.co.uk
www.oz.plymouth.edu/.../Earth_Science
http://images.google.ro/imgres?
http://www.gondwana-collection.com/Kalahari_Desert.htm)
http://www.outback-australia-travel-secrets.com/australian-desert-pictures.html)
www2.tu-berlin.de/.../lv-twk/images/jpgs/
www.alpinet.org
www.abc.net.au
www.ponoarele.ro)
www.viaggincroazia.com
http://kraji.eu/slovenija
http://www.articlesandtexticles.co.uk
http://www.unep.or.jp



ISBN 978-973-759-847-9